

„Turbulenzgesteuertes Erosionsverhalten von Wattsedimenten  
am Beispiel des Rückseitenwatts der Insel Spiekeroog  
– Untersuchungen mit hochauflösender Sonar-Technik“

Dissertation  
zur  
Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften  
(Dr. rer. nat.)

dem  
Fachbereich Geographie  
vorgelegt von

Martina Karle  
aus Paderborn

Marburg/Lahn 2007

Vom Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg als Dissertation am  
15.11.2007 angenommen.

Erstgutachter: Prof. Dr. K.-W. Tietze

Zweitgutachter: Prof. Dr. B.W. Flemming

Tag der mündlichen Prüfung am 28.01.2008

## Inhalt

Kurzfassung .....	5
1 Einführung .....	6
1.1 Motivation und zentrale Fragen .....	6
2 Das Untersuchungsgebiet .....	7
2.1 Rückseitenwatt und Barriereinseln .....	7
2.2 Geologische Entwicklung im Quartär .....	8
2.2.1 Das Pleistozän .....	9
2.2.2 Holozäner Meeresspiegelanstieg und Entwicklung der Küstenlinie .....	9
2.3 Entwicklung des Rückseitenwatts in historischer Zeit .....	12
2.4 Sedimentverteilung .....	13
2.5 Hydrodynamische Rahmenbedingungen .....	14
2.5.1 Tiden .....	15
2.5.2 Seegang und winderzeugte Strömungen .....	16
3 Stand der Forschung .....	18
3.1 Die bodennahe Grenzschicht im Gezeitenbereich .....	19
3.1.1 Struktur der Grenzschicht .....	19
3.1.2 Hydrodynamische Bedingungen unter Strömung und Wellen .....	20
3.2 Sedimentmobilisierung .....	23
3.3 Biologische Effekte .....	26
3.4 Methodische Entwicklung .....	27
4 Methoden .....	28
4.1 Akustische Messinstrumente .....	28
4.1.1 <i>Acoustic Doppler Velocimeter</i> (ADV) .....	28
4.1.2 <i>Acoustic Backscatter System</i> (ABS) .....	31
4.2 Datenanalyse .....	33
4.2.1 Beschreibung turbulenter Strömung .....	33

4.2.2	Bestimmung der Lage der Sedimentoberfläche anhand der Echolotdaten (ABS)	34
4.2.3	Sohlformanalyse anhand der Seitensichtsonardaten	36
4.3	Laborversuche	37
4.3.1	Versuchsdurchführung	37
4.3.2	Bestimmung des kritischen Zustandes für den Bewegungsbeginn	39
4.4	Geländemessungen	40
4.4.1	Lage und Beschaffenheit der Messflächen	40
4.4.2	Messbedingungen	43
4.4.3	Erfassung der Sohlmobilisierung	44
5	Ergebnisse der Laborexperimente	44
5.1	Datenqualität und Fehlerquellen	44
5.1.1	Position des Messvolumens (ADV) und Konsequenzen für die Strömungsdaten	44
5.2	Kritische Zustände für den Bewegungsbeginn	47
5.2.1	Experimente mit einseitig gerichteter Strömung	47
5.2.2	Experimente mit oszillierender Strömung	50
6	Ergebnisse der <i>in situ</i> -Messungen im Watt	54
6.1	Tidendominierte Bedingungen	58
6.1.1	Bodennahe Strömungsgeschwindigkeit	58
6.1.2	Turbulente kinetische Energie und <i>Reynolds stress</i>	61
6.1.3	Hydraulische Parameter im Vertikalprofil	65
6.1.4	Suspensionsprofile und Sohlstabilität	68
6.2	Wellendominierte Bedingungen	75
6.2.1	Bodennahe Strömung unter dem Einfluss von Wellen	77
6.2.2	Hydraulische Parameter im Vertikalprofil	80
6.2.3	Turbulente kinetische Energie und <i>Reynolds stress</i>	84
6.2.4	Sedimentmobilisierung	87
7	Diskussion und Schlussfolgerungen	95
7.1	Bodennahe Strömung, turbulente kinetische Energie und <i>Reynolds stress</i>	95
7.2	Sedimentmobilisierung und biologische Effekte	98
7.3	Schlussfolgerungen	101
	Danksagung	103
	Literaturverzeichnis	104



## Kurzfassung

Im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog im Ostfriesischen Wattenmeer wurden kleine Messfelder in einer Zeitreihe untersucht, um Sedimenterosionsprozesse während der Überflutungsphase zu erfassen. Kritische Werte der turbulenten kinetischen Energie  $tke$  und des *Reynolds stress* bezüglich einsetzender Erosion auf den Wattflächen wurden anhand von bodennah aufgezeichneten, dreidimensionalen Strömungsdaten eines *Acoustic Doppler Velocimeter* (ADV) berechnet. Die lokal auftretende Sedimentmobilisierung wurde mit Echolotprofilen und Seitensichtsonardaten eines hochauflösenden *Acoustic Backscatter Systems* (ABS) verifiziert. Die Gerätekonfiguration für die *in situ*-Messungen wurde zuvor mit Laborversuchen in einem Strömungs- und Wellenkanal geeicht.

Grundsätzlich bestehen große Unterschiede der Hydrodynamik und der Sedimentmobilität zwischen ruhigen und von Starkwinden geprägten Wetterlagen. Während bei ruhigem Wetter die Tidenströmung bestimmend ist, kommt es bei Windstärken ab etwa 6 Bft zu einer an der Sedimentsohle wirksamen Überlagerung der Tidenströmung mit Wellen. Die Stärke der Welleneinwirkung ist abhängig von der Tidephase, der Windstärke sowie der Windrichtung.

Unter ruhigen Wetterverhältnissen wiesen die bodennahen Strömungsgeschwindigkeiten keine Flut- oder Ebbsdominanz auf. Bei Geschwindigkeiten von bis zu 20 cm/s fand kein Sohltransport statt. Die im Laborversuch für die Mobilisierung der Sedimentsohle ermittelten kritischen Werte der turbulenten kinetischen Energie von  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  wurden nicht überschritten. Die höchsten Suspensionsgehalte traten kurz nach der Überflutung und kurz vor dem Trockenfallen der Flächen auf. Bei dann geringen Wassertiefen und hoher turbulenter Durchmischung der Wassersäule wurden Schlickpartikel mobilisiert.

Bei Windstärken über 6 Bft kam es unter dem Einfluss von Wellen zu einer Sedimentmobilisierung durch die Strömungszillation und der resultierenden hohen turbulenten kinetischen Energie. Die räumliche Lage der Wattflächen spielt aufgrund der *fetch*-Längen und der daraus resultierenden Wellenhöhe eine maßgebliche Rolle für den Erosionsbeginn. Die Windrichtung entscheidet dann über die jeweilige Dominanz von Flut- oder Ebbstrom. Die akustischen Daten zeigen den Zusammenhang erhöhter Sohlschubspannungen durch Wellen und lokaler Erosionsereignisse. Die höchsten Suspensionsgehalte in der Wassersäule traten bei Starkwinden zum Zeitpunkt des Stauhochwassers auf, da dann die Wellenhöhe ein Maximum erreichte und durch Grundberührung maximale Scherkraft ausgeübt wurde.

Eine lokale Stabilisierung der Sedimentoberfläche durch Biofilme kann die Sedimentmobilisierung besonders im Sommer durch eine Erhöhung der kritischen Sohlschubspannung abschwächen, so dass die Wattflächen während ruhiger Wetterperioden stabil bleiben. Die Biostabilisierung unterliegt bei Starkwinden allerdings den physikalischen Kräften, so dass mittel- und langfristig Sturmereignisse über die Sedimentverteilung und Sedimentbilanz entscheiden.

# 1 Einführung

## 1.1 Motivation und zentrale Fragen

Die Ostfriesischen Inseln mit ihren Rückseitenwatten bilden den Übergangsbereich zwischen dem Festland und der offenen See und bieten somit einen natürlichen Schutz der Küste vor Erosion. Menschliche Eingriffe wie z.B. Deichbau und andere Landgewinnungsmaßnahmen, haben die ursprünglichen sedimentären Prozesse der Küstenregion stark eingeschränkt. Natürliche Veränderungen im Kontext von Klimaschwankungen und Meeresspiegelanstieg lösen eine Anpassung des Sedimenthaushaltes und damit eine Veränderung der Küstenmorphologie aus. Daten zur Sedimentmobilität, insbesondere während der Überflutungsphasen, liefern unverzichtbare Einblicke in die komplexen Wechselwirkungen zwischen hydraulischen und morphodynamischen Prozessen.

Besondere Bedeutung haben in diesem Zusammenhang die hydraulischen Bedingungen im Bereich der bodennahen Grenzschicht. Die Strömung wird direkt von der Rauigkeit der Oberflächensedimente und kleinskaligen Strukturen physikalischen und/oder biologischen Ursprungs beeinflusst. Die komplexen Wechselwirkungen an der Wasser-Sediment-Grenzschicht steuern lokale Erosions- oder Sedimentationsprozesse. Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit ist die Erfassung dieser Wechselwirkungen mit Hilfe akustischer Messmethoden für verschiedene Bereiche im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog. Hierbei liegt der Fokus auf den Prozessen, die sich während der Überflutungsphase abspielen und die Sedimentstabilität maßgeblich beeinflussen.

Von theoretischer Seite bestehen seit geraumer Zeit verschiedene Ansätze zur Beschreibung von Sedimentations- und Erosionsprozessen und des daraus resultierenden Sohl- und Schwebstofftransportes. Die empirische Erfassung dieser Prozesse ist erst in jüngerer Zeit durch die Entwicklung neuer Messtechniken intensiviert worden. Die speziellen Bedingungen auf den Wattflächen mit geringen Wassertiefen und hohen Suspensionskonzentrationen erfordern besondere Methoden der Datenerhebung. Im Rahmen dieser Arbeit konnten durch die Entwicklung eines neuen methodischen Ansatzes Daten zur Sedimentstabilität im Bereich der trockenfallenden Wattflächen sowie zu kritischen hydraulischen Bedingungen für einsetzende Erosion und Sedimentumlagerung gewonnen werden.

Die hier erprobte und verwendete Messapparatur ist in dieser Konfiguration zuvor noch nicht eingesetzt worden. Die spezielle Anpassung der Geräte an die gestellten Anforderungen an eine hohe räumliche und zeitliche Auflösung für einen Messbereich, der nur wenige Zentimeter über der Sedimentsohle liegt, stellt den neuesten Stand der Technik dar. Im Rahmen dieser Arbeit sollte daher zunächst auch die Eignung der Geräte sichergestellt werden.

Im Mittelpunkt stand dann die Übertragung der Messkonfiguration aus dem Labor in die Geländesituation. Nach ersten Probemessungen und Korrekturen konnten dann komplette Messreihen

aufgezeichnet werden. Dazu wurden quantitative Daten der bodennahen Strömung und der resultierenden Sohlformen aufgezeichnet, um kritische Strömungszustände für den initialen Sedimenttransport zu erfassen. Messungen auf verschiedenen Wattflächen und zu unterschiedlichen Tidephasen und Wetterbedingungen sollten herausstellen, unter welchen Bedingungen diese Umlagerungen auftreten und welchen Einfluss dabei die Besiedlung der Sedimentoberfläche mit Mikrobenmatten hat. Die Einschätzung der Bedeutung dieser Prozesse für einen Großteil der Flächen im Rückseitenwatt Spiekeroogs war ein weiterer Aspekt dieser Arbeit.

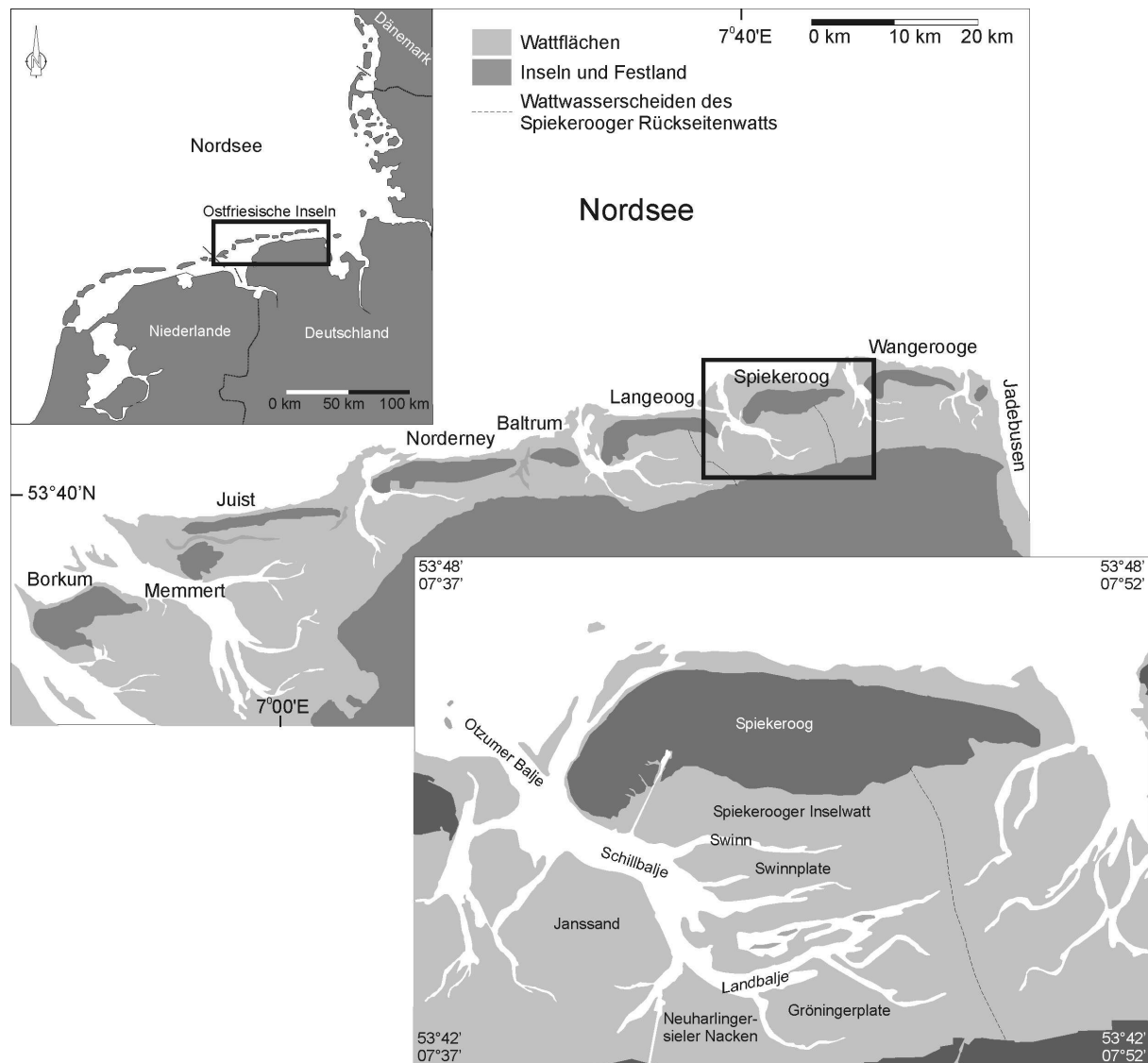
Im Einzelnen galt es, folgende Punkte zu bearbeiten:

- (1) Bestimmung kritischer Strömungsparameter unter Strömung und Wellen für den Bewegungsbeginn der natürlichen Wattsedimente im Strömungskanal
- (2) Bestimmung turbulenter Strömungsparameter an drei ausgewählten Wattflächen zu verschiedenen Jahreszeiten und Wetterbedingungen.
- (3) Erfassung kleinräumiger Sohlformveränderungen synchron zu den Strömungsmessungen über jeweils einen Flut-Ebb-Zyklus mit unterschiedlichem Einfluss durch Gezeitenstrom und Wellenaktivität
- (4) Bewertung und Einordnung der punktuell erhobenen hydraulischen Parameter in bekannte Zusammenhänge des Sedimenthaushaltes im Watt

## **2 Das Untersuchungsgebiet**

### **2.1 Rückseitenwatt und Barriereinseln**

Das Wattenmeer der südlichen Nordsee erstreckt sich von Den Helder in den Niederlanden bis nach Skallingen in Dänemark und bedeckt eine Fläche von ca. 3300 km<sup>2</sup> (Flemming & Davis 1994). Das Ostfriesische Wattenmeer bildet den mittleren Teil des Wattenmeeres zwischen dem Dollart im Westen und dem Jadebusen im Osten. Der Gürtel von Barriereinseln, der aus 7 größeren Inseln und einigen kleineren Sandbänken aufgebaut ist (Abb. 1), grenzt das Watt zur offenen See ab und schützt die Rückseitenwatten vor der Brandung. Das Untersuchungsgebiet südlich der Insel Spiekeroog, das Tidebecken der Otzumer Balje umfasst ein Areal von etwa 75 km<sup>2</sup> zwischen 7°35'E 53°41'N und 7°49'E 53°48'N.



**Abb. 1.** Lage des Untersuchungsgebietes im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog, Ostfriesisches Wattenmeer

## 2.2 Geologische Entwicklung im Quartär

Die geologische Entwicklung im Bereich der südlichen Nordsee wurde im Quartär durch die Effekte der glazialen und interglazialen Klimaschwankungen geprägt. Als Teil des Nordseebeckens wird die Sedimentabfolge an der deutschen Nordseeküste aufgebaut aus Sequenzen transgressiver und regressiver Zyklen, die klimabedingte Meeresspiegelschwankungen aber auch den Einfluss isostatischer Bewegungen während der Vereisungsphasen abbilden.

### 2.2.1 Das Pleistozän

Während des Pleistozäns hinterließen drei Vereisungsphasen, das Elster-, Saale- und das Weichselglazial, sowie zwei interglaziale Perioden, das Holstein und das Eem ihre Sedimente im Norddeutschen Raum (Sindowski 1970, Behre et al. 1979). Die Sedimente der Kaltzeiten setzen sich vorwiegend aus fluvio-glazialen Sanden mit einzelnen Tonlagen zusammen. Die hohen Meeresspiegelstände während der Warmzeiten führten zur Ablagerung mariner Sande mit eingelagerten Molluskenschill-Horizonten.

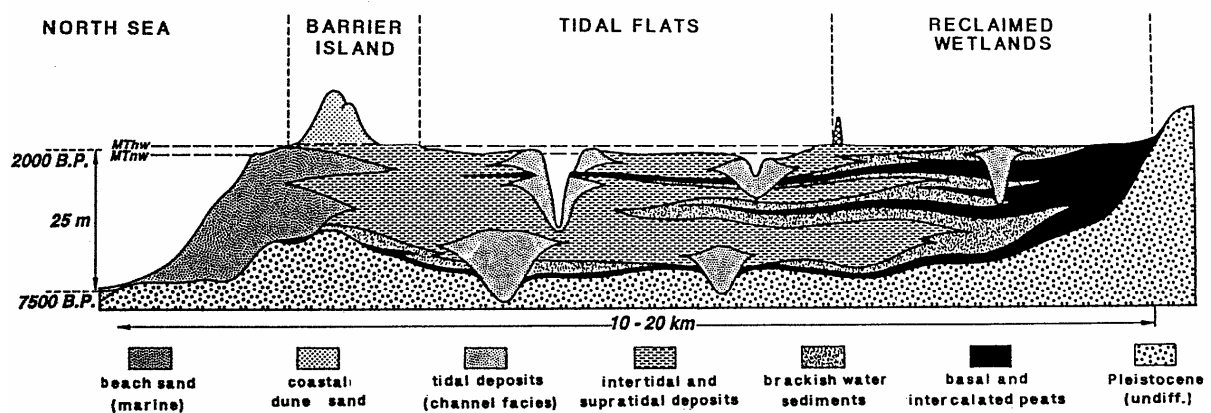
Die Holstein-Transgression beeinflusste nicht die gesamte ostfriesische Küstenzone, lediglich in der Jade-Weser-Region sind weit ins Inland reichende marine Einflüsse nachweisbar. Während des Saale-Glazials waren das gesamte Nordseebecken sowie die nordwestdeutsche Tiefebene von Eis bedeckt. Die marinen Sedimente der nachfolgenden Eem-Warmzeit sind weniger weit verbreitet als die des Holsteins. Der Meeresspiegel erreichte ein ähnliches Niveau wie der heutige. Im Zuge der jüngsten Vereisung, des Weichsel-Glazials, stießen die Gletscher bis zur Doggerbank vor. Während des Eisrückzuges drangen die Ems, Weser und Elbe in das Nordseebecken vor und entwässerten nach Norden.

### 2.2.2 Holozäner Meeresspiegelanstieg und Entwicklung der Küstenlinie

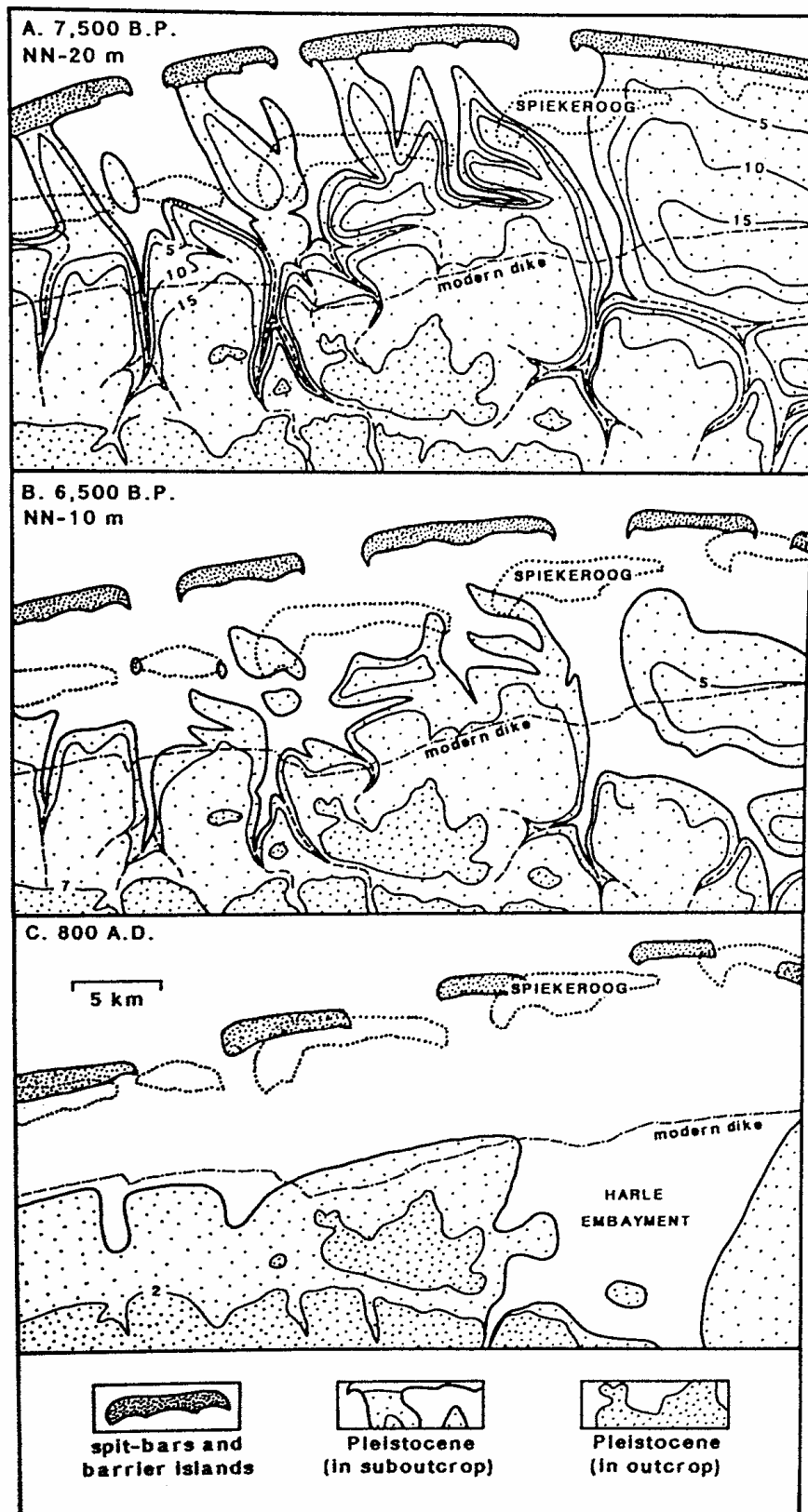
Der nacheiszeitliche Meeresspiegelanstieg wird in der ostfriesischen Küstenregion durch mehrere transgressive Ereignisse dokumentiert. Zu Beginn des Holozäns stieg der Meeresspiegel schnell an, bis er den nördlichen Rand der Doggerbank um 9000 a BP erreichte (Zagwijn 1979). Der erste marine Einfluss im Bereich der südlichen Nordsee ist für etwa 7900 a BP durch Brackwasserindikatoren in Sedimentkernen von -24 m NN nachgewiesen (Hanisch 1980). Etwa 7500 a BP erreichte der Meeresspiegel bei -20 m NN den seewärtigen Rand des erhöht liegenden pleistozänen Sandkörpers, der die damalige Küstenlinie bildete. Zu dieser Zeit drang das Meer in die Mündungsbereiche der Flüsse ein und formte Ästuar. In Kombination mit der Wellentätigkeit entstand entlang der Küste eine Reihe von Sandbänken, ein Phänomen, das von vielen mikrotidalen Küsten bekannt ist (Flemming 1991). Mit steigendem Meeresspiegel stieg der Tidenhub kontinuierlich an, bis er um 6500 a BP bei einem Meeresspiegelniveau von -10 m NN 2.2 m erreicht hatte und die Küste bereits mesotidalen Bedingungen unterlag. Für diesen Zeitraum wird der Beginn der Entwicklung des modernen Ablagerungssystems der Ostfriesischen Küste angenommen (Flemming & Davis 1994). Das entwickelte Sandriff-System verlagerte sich landwärts und wuchs, bedingt durch die Entwicklung von Küstendünen, langsam in die Höhe. Der steigende Tidenhub führte zu einer Ausdehnung der Ästuar. Auf diese Weise wird der Übergang von Sandriffen mit Landanbindung hin zu einer ersten Inselkette, die mindestens 3 km nördlich ihrer heutigen Position lag, vollzogen (Flemming & Davis 1994). Die

letzte natürliche Küstenlinie ist von 800 n. Chr. dokumentiert. Zu diesem Zeitpunkt hatten die Inseln wohl ihre geringste laterale Ausdehnung von maximal 5 km, um eine Drainage des stark angewachsenen Tideprismas gewährleisten zu können (Flemming & Davis 1994). Kurz nach dieser Zeit, ab etwa 1000 n. Chr., begann der Mensch Deiche zu errichten, um Land zu gewinnen und sich und seine Siedlungen vor dem Meer zu schützen (Abb. 3).

Der holozäne Sedimentkörper weist am seewärtigen Rand die größte Mächtigkeit auf (Abb. 2). Hier wird er von marinen Sanden gebildet. Landwärts schließen sich Watablagerungen, brackisch-lagunäre Sedimente sowie am Geestrand Süßwasserablagerungen und Torfe an (Streif 1989).



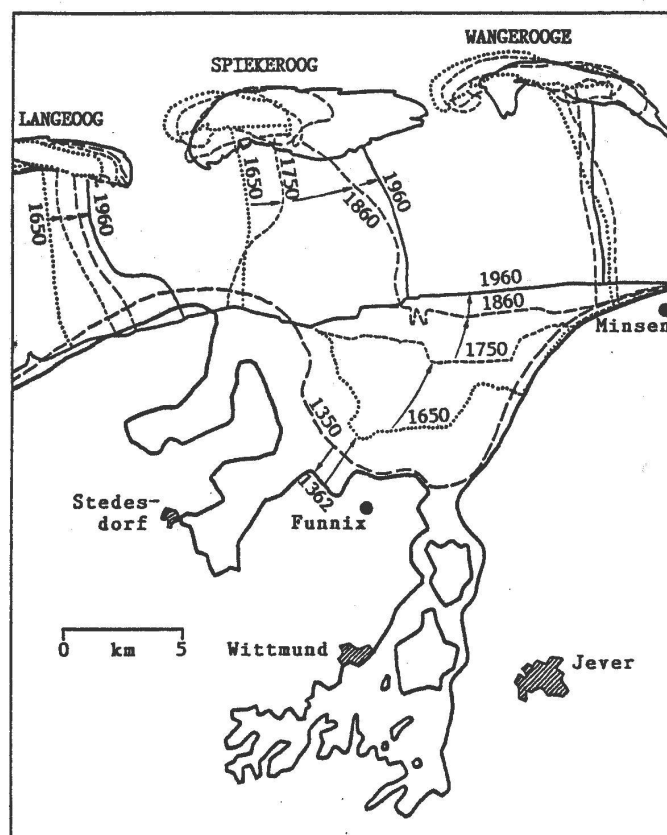
**Abb. 2.** Profilschnitt (schematisch) durch das Rückseitenwatt der Ostfriesischen Inseln bis zum Geestrand mit den wichtigsten geologischen Einheiten; nach Streif (1989)



**Abb. 3.** Paläogeographische Rekonstruktion der Lageveränderung der Ostfriesischen Inseln von vor 7500 Jahren bis 800 A.D. (Flemming & Davis 1994)

### 2.3 Entwicklung des Rückseitenwatts in historischer Zeit

Dem sich mit steigendem Meeresspiegel nach Süden verlagernden Sedimentgürtel wirkten die durch den Menschen in den letzten 1000 Jahren durchgeführte Landgewinnung entgegen. Etwa um 1300 existierte eine geschlossene Deichlinie entlang der friesischen Küste (Ehlers 1988). Mit den Eingriffen durch diese Baumaßnahmen begann sich die natürliche Inselentwicklung umzukehren, wie aus historischen Karten hervorgeht, die seit etwa 1650 den detaillierten Küstenverlauf aufzeigen (Abb.4). Die angelegten Deiche führten im Laufe der Zeit zur Verkleinerung des Wateinzugsgebietes. Die Folge war eine Reduzierung der Tidevolumina um bis zu 50 %. Durch die voranschreitende Verkleinerung des Tideprismas im Rückseitenwatt der Inseln durch ein seewärtiges Verschieben der Deichlinie kam es zu einer Verringerung der Einlassbreite zwischen den Inseln bei gleichzeitiger Zunahme der Insellänge (Flemming & Davis 1994). Als Konsequenz des verkleinerten Tideprismas stieg das Energieniveau im Rückseitenwatt der Inseln an. Dadurch wird die Bildung natürlicher Schlickwatten und Salzwiesen unterbunden. Diese Entwicklung zeigt, dass die Ostfriesische Küste wie wir sie heute sehen das Produkt einer dynamischen Anpassung des natürlichen Systems an durch den Menschen herbeigeführte Veränderungen ist.

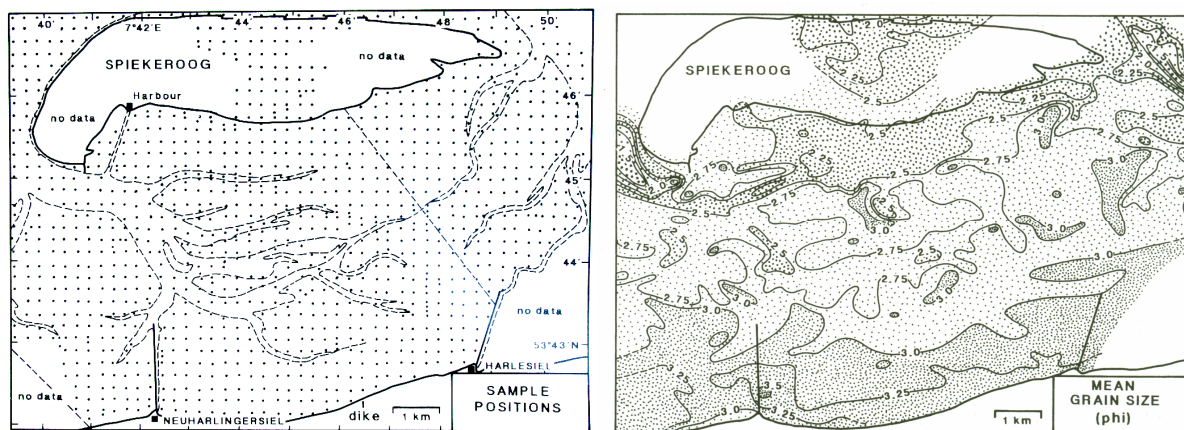


**Abb. 4** Veränderung der Küstenlinie und der Lage der Wattwasserscheiden seit dem 17. Jh.; nach Homeier & Luck 1969



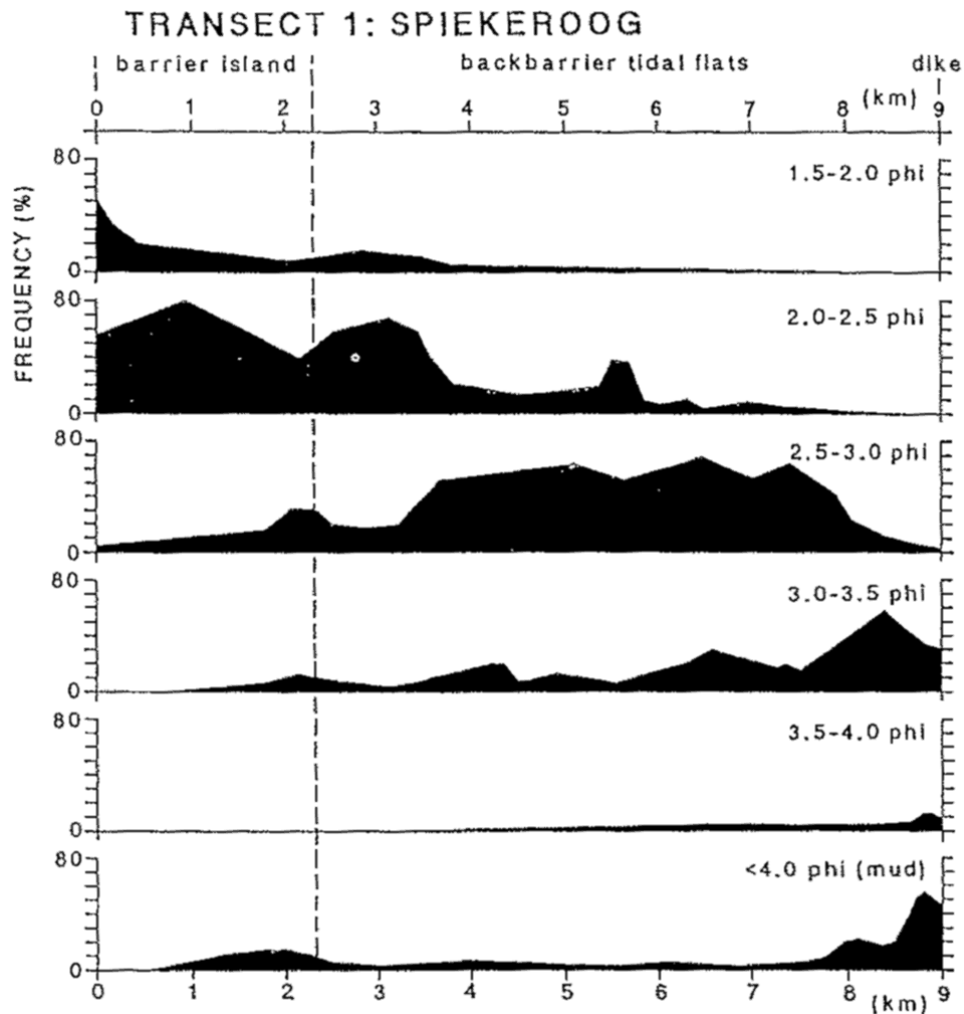
## 2.4 Sedimentverteilung

Die Sedimentdynamik in den ostfriesischen Rückseitenwatten steht in Wechselbeziehung zu der Morphologie im Watt sowie zu hydrodynamischen und physikalischen Kräften wie Wind, Wellen, Tidestrom und Temperaturschwankungen. Die Sedimente der Rückseitenwatten bestehen in ihren gröberen Fraktionen fast ausschließlich aus Quarzsanden, in den feineren Fraktionen werden diese zunehmend durch Tonminerale und karbonatische Anteile ergänzt. Die kleinsten Partikel bestehen überwiegend aus Tonmineralen. Das Korngrößenspektrum der Sedimente reicht von  $250\text{ }\mu\text{m}$  ( $0,25\text{ mm}$ ) bis  $<1\text{ }\mu\text{m}$  ( $0,001\text{ mm}$ ). Es herrscht eine Dominanz von feinem und sehr feinem Sand (Ziegler et al. 1990; Flemming & Ziegler 1995; Mai & Bartholomä 2000). Die Korngröße nimmt dabei von Norden nach Süden, also von den Inseln zum Deich hin, ab. Diese küstenparallele Zonierung der Korngrößeklassen reflektiert einen nach Süden hin abnehmenden Energiegradienten des Ablagerungsraumes (Bartholomä & Flemming 1995). Dabei werden die einzelnen Zonen nicht von dem Rinnensystem unterbrochen. Eine Ausnahme bilden die Baljen, wo Mittel- bis Grobsande mit Korndurchmessern  $<1.5\text{ phi}$  ( $>0.354\text{ mm}$ ) auftreten. Die räumliche Verteilung der Korngrößen im Rückseitenwatt zeigt Abb. 5.



**Abb. 5.** Probenraster und Prielverläufe (links) und Korngrößenverteilung (rechts) im Spiekerooger Rückseitenwatt (Flemming & Ziegler 1995)

Auffallend bei der Korngrößenzonierung ist, dass die Fraktion  $<88\text{ }\mu\text{m}$  ( $3.5\text{--}4.0\text{ phi}$ ) im deichnahen Bereich gekappt ist (Abb. 6). Die Reduktion des Ablagerungsraumes resultiert in einer erhöhten Strömungsenergie im Deichvorland und verhindert die Ablagerung von Schlick. Schlicksedimentation tritt nur temporär in den Sommermonaten auf. Sie erfolgt durch die Bildung von Aggregaten, die eine hydraulische Äquivalenz mit Sandpartikeln aufweisen (Chang 2005). Während des Winters wird der Schlick durch den höheren Energieeintrag bei Sturmereignissen resuspendiert und aus dem System exportiert (Chang 2005).



**Abb. 6.** Der Profilschnitt durch das Rückseitenwatt illustriert den in Richtung Deich abnehmenden Korngrößentrend in 0.5 phi-Schritten (Flemming & Bartholomä 1997).

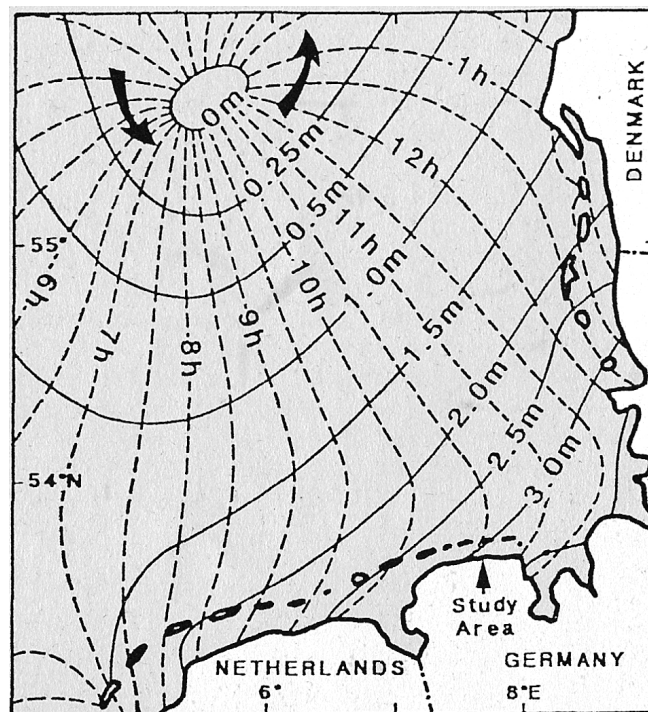
## 2.5 Hydrodynamische Rahmenbedingungen

Die Hydrodynamik des Wattenmeeres wird durch das Zusammenspiel von Gezeitenströmungen, atmosphärischen Druckgebieten, lokal generierten Windwellen sowie in das System einschwingenden Seegang des Nordatlantiks kontrolliert (Nyandwi & Flemming 1995). Tideströme und Seegang bilden die wichtigsten hydrodynamischen Parameter im Gezeitenbereich. Zwischen den Barriereinseln liegen die Seegaten, durch die die Entwässerung der Rückseitenwatten erfolgt. In diesen relativ engen Durchlässen werden bei ruhigen Wetterverhältnissen Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0.7 und 1.3 m/s erreicht (Davis & Flemming 1995), während auf den Wattflächen Geschwindigkeiten von maximal 30 cm/s auftreten (Bartholomä 1993). Der zu den Seegaten führende Hauptpriel gliedert sich in Richtung der Wattflächen in zahlreiche kleinere Prielsysteme auf, welche die trockenfallenden Flächen entwässern. Die Einzugsbereiche der einzelnen Seegaten sind im Rückseitenwatt durch

Wattwasserscheiden voneinander getrennt. Da im Rückseitenwatt der Inseln geringere Wellenhöhen auftreten als vor den Inseln, dominiert unter ruhigen Wetterbedingungen die Gezeitenströmung über die seegangsinduzierte Strömung.

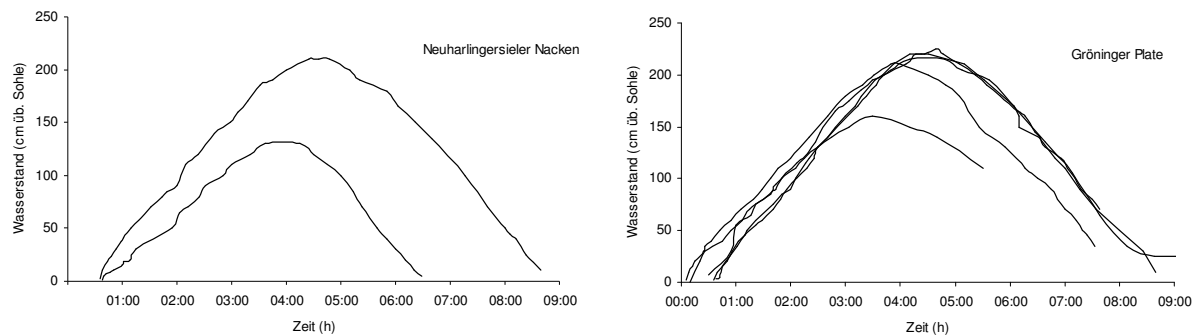
### 2.5.1 Tiden

Die Gezeitenströmung an der Deutschen Nordseeküste wird durch drei Amphidrome beeinflusst (Huntley 1980), von denen einer vor der norwegischen Küste, ein weiterer in der zentralen Nordsee nördlich der Deutschen Bucht und ein dritter in der südlichen Nordsee zwischen den Niederlanden und England liegt. In der südlichen Nordsee wird die Bewegung der Gezeitenwelle von dem in der zentralen Nordsee, nordwestlich der Deutschen Bucht gelegenen Amphidrom bestimmt (Abb. 7), um das sich die Gezeitenströmung im Gegenuhrzeigersinn bewegt. Aufgrund der Geometrie der inneren Deutschen Bucht resultiert dies in einer Zunahme des Tidenhubs einerseits von der offenen See zum Land hin, andererseits von West nach Ost entlang der Ostfriesischen Inselkette von etwa 1 m auf bis zu 4 m in den Ästuaren der Elbe und Weser. Nach der Klassifikation von Hayes (1979) wird die Ostfriesische Küste mit einem mittleren Tidenhub von 2.7 m in den oberen mesotidalen Bereich eingeordnet.



**Abb. 7.** Lage des für die deutsche Nordseeküste wirksamen Amphidroms in der Nordsee

Die Tide ist semidiurnal mit einem mittleren Tidenhub von 2.72 m. Die Niveaus des mittleren Hoch- und Niedrigwassers bei Spiekeroog liegen bei 1.26 m NN bzw. -1.46 m NN. Das Tidensystem der Otzumer Balje entwässert ein Volumen von  $114 \times 10^6 \text{ m}^3$ . In dem Prielsystem des Rückseitenwatts tritt eine zeitliche Asymmetrie der Tide mit einer länger andauernden Ebbphase auf (Stanev & Wolf 2003). Auf den Wattflächen ist dieser Effekt jedoch nicht zu beobachten. Hier bestimmen die Windverhältnisse über zeitliche Symmetrie oder Asymmetrie der Tidenkurve. Eigene Messungen bei unterschiedlichen Windrichtungen ergaben je nach Lage der Messfläche im Dezimeterbereich voneinander abweichende maximale Wasserstände (Abb. 8).



**Abb. 8.** Tidenkurven von Neuharlingsieler Nacken und Gröninger Plate verschiedener Messkampagnen zeigen symmetrischen Verlauf trotz z.T. starken Windeinflusses. Links: Ablandiger Wind der Stärke 5-6 führte bei einer Messung zur Reduzierung der Wassertiefe bei Stauhochwasser um 70 cm und zu einer Verkürzung der Überflutungsdauer um 2h 30min im Vergleich zu einer Tide ohne Windeinfluss.

Die Überflutung der Wattflächen erfolgt von den Prielen aus. Der Neuharlingsieler Nacken und die Gröninger Plate werden aus dem nördlich an die Platen angrenzenden Priel überflutet (s. Abb. 1), die auflaufende Tide hat also eine südöstliche Strömungsrichtung. Bei ablaufendem Wasser dreht sich die Fliessrichtung um  $180^\circ$  auf Nordwest. Das Spiekerooger Inselwatt wird zunächst aus südwestlicher Richtung überflutet, bei steigendem Wasserstand aus Westen. Der Ebbstrom ist nach Westen gerichtet. Wenn der Wasserstand weit genug gesunken ist, verstärkt sich die Kanalisierung auf den Priel südlich der Fläche, so dass die Fliessrichtung von West nach Süd schwenkt. Die Strömungsrichtungen bleiben während der Flut- bzw. Ebbphase jeweils konstant, sie werden nur durch Wellentätigkeit in ihrer Richtung modifiziert.

### 2.5.2 Seegang und winderzeugte Strömungen

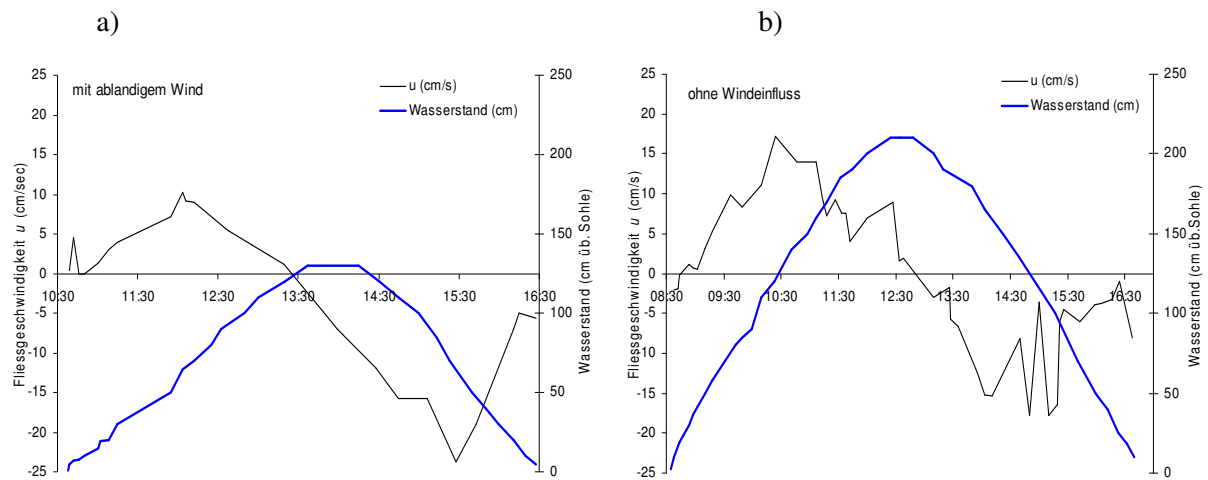
Meteorologische Effekte haben durch die Windstärke und -richtung Einfluss auf den Wasserstand und die Strömung. Das Rückseitenwatt ist durch die vorgelagerte Insel Spiekeroog vom

Wellenspektrum der offenen Nordsee abgeschirmt. Bei erhöhten Windgeschwindigkeiten baut sich ein eigenes Wellenklima auf, das kürzere Wellenperioden und geringere Wellenhöhen aufweist (s. Kap.6.2).

Die von der offenen See kommenden Wellen werden an der Inselkette stark gedämpft, so dass lediglich 8 % der Wellenenergie durch die Seegaten in das Rückseitenwatt gelangen (Niemeyer 1986). Dabei nehmen die Seegaten eine Filterfunktion ein. Die verbleibende Wellenenergie wird im Watt durch Brechung und Reflexion weiterhin gemindert. Die Hauptfortschrittsrichtungen des Seegangs folgen zunächst den Baljen und größeren Prielen, wobei sich auf die dazwischenliegenden Wattflächen energieärmere Teilsysteme des Seegangsspektrums ausbreiten. Auch ist die Stärke der einlaufenden Wellenenergie abhängig vom Wasserstand. Die Periode der Wellen hängt von der Wassertiefe ab, und damit auch von der Tidenphase, wobei die längsten Wellenperioden  $T=2$  s kurz nach Stauhochwasser auftreten. In dieser Tidenphase mit dem höchsten Wasserstand ist der Einfluss des Prielsystems am geringsten. Mit zunehmender Entfernung vom Seegatt nimmt die Wellenenergie nahezu konzentrisch von seiner Quelle ab.

Untersuchungen des Windklimas an der Nordseeküste wurden von Antia (1993) anhand meteorologischer Zeitserien (1965-1986) der Insel Norderney durchgeführt. Demnach traten 85 % der Winde mit mehr als 10 Bft während der Wintermonate auf. Davon waren 47% Nordwestwinde, 30 % Westwinde und 19 % Südwestwinde. Eine Fortsetzung dieser Auswertungen bis zum Jahr 2002 (Tilch 2003) ergab, dass sich seit Anfang der neunziger Jahre die Häufigkeit und Dauer von Winden der Stärke  $>6$  Bft in der Deutschen Bucht fast verdoppelt hat. Ebenso kam es zu einer Verschiebung des Zeitraums hoher Windgeschwindigkeiten von den Wintermonaten auch auf das Sommerhalbjahr. Windstärken wie sie zur Mitte des 20ten Jahrhunderts meist von November bis Januar herrschten, dehnen sich zunehmend auf die Monate September/Okttober und April/Mai aus (Tilch 2003). Ein Beispiel dafür sind Messungen der signifikanten Wellenhöhen für das Jahr 1994 (Delft Hydraulics 1995). Hier wurden zeitweise im August höhere Amplituden gemessen als im November. Es findet derzeit also eine bedeutende Zunahme der lokalen Wellenaktivität und windinduzierter Strömung statt.

Auf den Wattflächen wirkt sich der Einfluss des Windes besonders auf das wellengenerierte Strömungsspektrum aus, wobei die Strömung durch die Überlagerung von Wind und Gezeitenstrom je nach Windrichtung bis zu 30 % verstärkt oder gemindert werden kann. Windstaueffekte bei nordwestlichen Winden führen mitunter dazu, dass die Wattflächen kaum trocken fallen, da die Wasserstände um bis zu 1 m erhöht sein können. Ablandiger Wind hat den entgegengesetzten Effekt und führt zu einer starken Reduzierung des Flutstroms und Verstärkung des Ebbstroms. Bei Windstau kommt es zu einer zeitlichen Diskrepanz zwischen maximalem Wasserstand und dem Kenterpunkt der Strömung (Abb. 9).



**Abb. 9.** Einfluss der Windstärke und -richtung auf Wasserstände und Fließgeschwindigkeiten am Beispiel des Neuharlingersieler Nackens (eigene Messdaten). a) ablandiger Starkwind erzeugt eine reduzierte Flutstromgeschwindigkeit, während die Ebbströmung verstärkt wird. Die maximale Wassertiefe sowie die Überflutungsdauer werden im Vergleich zu einer „Normalsituation“ ohne Windeinfluss (b) reduziert.

### 3 Stand der Forschung

Seit den 1990er Jahren ist das Spiekerooger Rückseitenwatt Ziel zahlreicher interdisziplinärer Untersuchungen, die Sedimentologie, Geochemie, Biologie und Hydrodynamik miteinander verknüpfen (z.B. Antia 1993; Flemming & Nyandwi 1994; Hertweck 1995; Davis & Flemming 1995; Delafontaine et al. 1996; Krögel & Flemming 1998; Mai & Bartholomä 2000; Santamarina Cuneo 2000; Xu 2000; Stanev & Wolff 2003; Tilch 2003). Diese Studien vertieften die Kenntnis über die Interaktionen zwischen den Sedimenten und biologischen und hydrodynamischen Prozessen. Aber nach wie vor gibt es Kenntnislücken über die Interaktion zwischen der turbulenten Strömung in der bodennahen Grenzschicht und der Sedimentoberfläche auf den Wattflächen. Der hohe Anteil organischer Substanz, der natürlicherweise mit den feinkörnigen Sedimenten des Intertids der Rückseitenwatten einhergeht, macht diesen Bereich zu einer der biologisch produktivsten Zonen des ostfriesischen Wattenmeeres. Generell ist das Mikrophytobenthos der wichtigste Primärproduzent in intertidalen Wattgebieten (Pinckney & Zingmark 1991; Blanchard et al. 1997). Es versorgt die benthische Lebensgemeinschaft mit organischem Material und bedient die planktonische Nahrungskette. Wegen dieser hohen Produktivität und seinen potentiellen Auswirkungen auf die Sedimenteigenschaften durch die Produktion von extrazellulären Polymeren (Underwood & Paterson 1993) spielt das Mikrophytobenthos eine signifikante Rolle hinsichtlich der Biostabilisierung von Sedimentoberflächen (Amos et al. 1992; Widdows et al. 2000). Die daraus entstehende Variabilität der Sedimentstabilität unterliegt dabei nicht nur großräumigen und jahreszeitlichen Schwankungen,

sondern sie wird gleichermaßen von lokalen morphologischen und biologischen Phänomenen in zum Teil sehr kurzen Zeitintervallen bestimmt.

### 3.1 Die bodennahe Grenzschicht im Gezeitenbereich

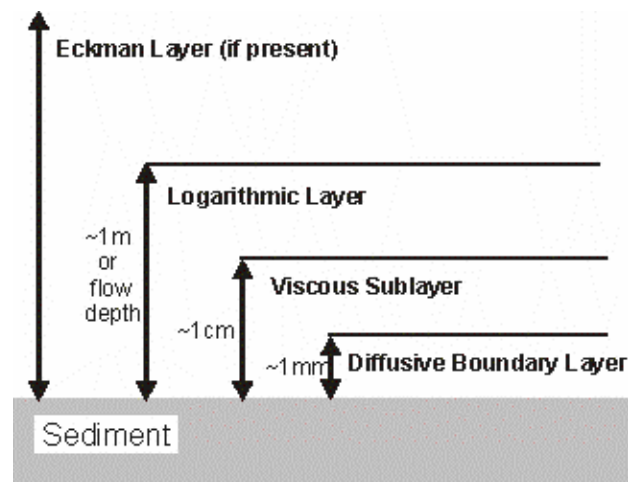
Die bodennahe Grenzschicht umfasst den Teil der Wassersäule, in dem die Strömung direkt von der Reibung an der Sedimentsohle beeinflusst wird. Im flachen Wasser des Gezeitenbereichs kann die Grenzschicht die gesamte Wassersäule einnehmen. Hier herrschen praktisch immer turbulente Bedingungen, so dass die Reibungskräfte durch turbulente Prozesse in die gesamte Wassersäule übertragen werden (Dade, Hogg & Boudreau 2001).

Die bodennahe Grenzschicht wird aufgebaut durch die Hauptströmung, die Wellen und Turbulenz. Alle drei Komponenten werden durch ihre spezifischen Größen- und Zeitskalen klassifiziert. Der Hauptstrom, im Intertidal identisch mit der Gezeitenströmung, bestimmt die Bedingungen, die über mehrere Stunden relativ stabil sind. Auf den Wattflächen werden durch den Gezeitenstrom Fließgeschwindigkeiten zwischen  $<10$  und ca.  $30 \text{ cm/s}$  erzeugt. Die Strömungsfluktuationen, die die Hauptströmung überlagern, werden durch Wellen hervorgerufen, die im Rückseitenwatt der Inseln eine Periode von 2-3 Sekunden haben. Verantwortlich für den Großteil der Vertikalbewegungen von Sedimentpartikeln ist aber die Turbulenz, die durch kurze und unregelmäßige Impulse mit hohen Schubspannungen, ausgelöst durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten, Wellen oder auch durch Strömungsinstabilität, entscheidend ist für den Sedimenttransport und damit für Topographie und Erosionsformen der Sedimentoberfläche.

#### 3.1.1 Struktur der Grenzschicht

Direkt oberhalb der Sedimentoberfläche befindet sich die sogenannte *diffusive boundary layer* oder *diffusive sublayer* (Abb.10). In dieser nur wenige zehntel Millimeter dicken Schicht dominiert die molekulare Diffusion über hydraulische Effekte. Darüber schließt sich im Zentimeterbereich die viskose Unterschicht (*viscous sublayer*) an, in der die Viskosität über die Hydrodynamik dominiert. In der *logarithmic layer*, oberhalb der *viscous sublayer*, spielt die Sohlrauigkeit für die lokalen Strömungsverhältnisse keine Rolle mehr. Die Fließgeschwindigkeit nimmt mit der Distanz zur Sohle logarithmisch zu. Bei ausreichender Wassertiefe befindet sich oberhalb der Sediment-Wasser-Grenzschicht die *Eckman layer*. In ihr wird das Geschwindigkeitsprofil stark von der Struktur der freien Strömung bestimmt, die ihrerseits von Gezeiten, Dichtegradienten und der Erdrotation

dominiert wird. Der Maßstab der *Eckman layer* hat aber für die hier aufgegriffene Thematik nur geringe Relevanz und wird daher nicht weitergehend erläutert.



**Abb. 10.** Schematische Darstellung der Einteilung der bodennahen Grenzschicht (aus Dade, Hogg & Boudreau 2001)

### 3.1.2 Hydrodynamische Bedingungen unter Strömung und Wellen

Die Hydrodynamik von Küstenzonen wird von zwei Faktoren dominiert: Wellen und Strömung. Die Wellen werden durch Wind erzeugt, die Strömung kann von der Gezeitenströmung, dem Wind und den Wellen gesteuert werden. Ihre kombinierte Wirkung ist bei der Mobilisierung von Sedimentpartikeln an der Sohle bestimmend und damit auch maßgeblich für die morphologische Entwicklung an der Küste.

Eine Strömung oberhalb der Sedimentsohle erzeugt Reibung mit der Oberfläche, durch die eine turbulente Grenzschicht erzeugt wird. In flachem Wasser nimmt diese Grenzschicht die gesamte Wassertiefe ein. Innerhalb dieser Schicht steigt die Strömungsgeschwindigkeit mit zunehmender Entfernung von der Sedimentoberfläche von null direkt an der Oberfläche bis zu einem Maximalwert nahe der Wasseroberfläche. Die Strömungsgeschwindigkeit  $U$  variiert mit der Höhe über der Sohle entsprechend einem logarithmischen Geschwindigkeitsprofil

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \quad (1)$$

mit  $U(z)$  = Strömungsgeschwindigkeit in Höhe  $z$

$u_*$  = Reibungsgeschwindigkeit =  $(\tau_0 / \rho)^{1/2}$ , mit  $\rho$  = Dichte des Wassers,  $\tau_0$  = Schubspannung

$z_0$  = Rauigkeitslänge

$\kappa$  = von Karman Konstante = 0.4 (Soulsby 1997).



Diese Gleichungen gelten für eine stationäre Strömung über einer ebenen Sedimentsohle. Eine Gezeitenströmung kann in den unteren 2-3 m als annähernd quasistationär betrachtet werden, ausgenommen ein Zeitfenster etwa 1 Stunde vor und nach Stauhochwasser (Soulsby 1997). Die Rauigkeitslänge  $z_0$  hängt von der Viskosität des Wassers, der Strömungsgeschwindigkeit und der Dimension physikalischer Rauigkeit an der Sedimentoberfläche ab. Nach wie vor gelten die Ergebnisse von Nikuradse (1933) als Grundlage für die Berechnung von  $z_0$ . Die Sohlrauigkeit wird klassifiziert über ihre hydrodynamisch wirksame Höhe und die räumliche Verteilung der Rauigkeitselemente. Für die granulare Rauigkeit ist die hydraulisch wirksame Höhe oder Rauigkeitslänge,  $z_0$ , direkt mit dem Korndurchmesser  $k_s$  an der Wasser-Sediment-Grenzschicht korreliert. Ist die Kornrauigkeit  $k_s$  in derselben Größenordnung oder kleiner als die Dicke der viskosen Unterschicht, spricht man von einer hydraulisch glatten Sohle ( $u_* k_s / \nu < 5$ , mit  $\nu$  = kinematische Viskosität), da die Rauigkeit sich nicht auf die Strömung auswirkt. Erreichen die Rauigkeitselemente eine Dimension, so dass die viskose Unterschicht unterbrochen wird, so zeigen sich direkte Auswirkungen auf die bodennahe Strömung. Man spricht von einer hydraulisch rauen Sohle ( $u_* k_s / \nu > 70$ ). Einzelne Wirbel lösen sich von den Objekten und generieren turbulente Strömungen an der Grenzschicht. Mit zunehmender Rauigkeit an der Sohle steigt der Wert der Standardabweichung der vertikalen Strömungskomponente  $\sqrt{w'^2}$ , während die horizontalen Geschwindigkeitsfluktuationen abnehmen (Allen 1997).

Die Sohlschubspannung ist mit der tiefengemittelten Strömungsgeschwindigkeit über den Reibungskoeffizienten  $C_D$  über folgende Gleichung gekoppelt

$$\tau_0 = \rho C_D \bar{U}^2 \quad (2)$$

(Soulsby 1997).  $C_D$  wird bestimmt über die Rauigkeitslänge  $z_0$  und die Wassertiefe  $h$ .

$$C_D = \alpha \left( \frac{z_0}{h} \right)^\beta \quad (3)$$

Werte für  $\alpha$  und  $\beta$  werden von Soulsby (1997) nach Dawson et al. (1983) empfohlen:

$$\alpha = 0.0190$$

$$\beta = 0.208$$

Eine ausführliche Darstellung der Berechnung hydraulischer Parameter für Wellen liefert Soulsby (1997).

Bei einer Überlagerung von Strömung und Wellen, wie sie im Gezeitenbereich auftritt, nimmt die Wellenlänge ab, wenn die Gezeitenströmung der Ausbreitungsrichtung der Wellen entgegen gerichtet ist. Die Wellenhöhe hingegen nimmt zu. Das Gegenteil passiert, wenn die Strömungsrichtung den

Wellen folgt. Die Strömungskomponente, die rechtwinklig zu den Wellen wirkt, hat auf diese keine Auswirkung (Soulsby 1997). Die Sohlschubspannungen, die aus dem Einfluss von Wellen und Strömung resultieren, lassen sich nicht durch eine lineare Addition der jeweils allein durch Wellen und Strömung generierten Schubspannungen beschreiben (Soulsby 1997; Williams et al. 1999). Das resultiert aus der nicht linearen Abhängigkeit von Strömungsgrenzschicht und Wellengrenzschicht. Soulsby (1997) entwickelte zwei Gleichungen zur Berechnung der mittleren Sohlschubspannung  $\tau_m$  sowie der maximalen Sohlschubspannung  $\tau_{\max}$ , die zur Berechnung der kritischen Sohlschubspannung benötigt werden:

$$\tau_m = \tau_c \left[ 1 + 1.2 \left( \frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (4)$$

$$\tau_{\max} = \left[ (\tau_m + \tau_w \cos \alpha)^2 + (\tau_w \sin \alpha)^2 \right]^{1/2} \quad (5)$$

mit  $\tau_c$  = Sohlschubspannung unter Strömung

$\tau_w$  = Sohlschubspannung unter Wellen

$\alpha$  = Winkel zwischen Wellen und Strömungsrichtung.

Ergänzend sind zahlreiche Modelle und Theorien entwickelt worden, die sich um die Beschreibung dieser Prozesse bemühen. Eine umfangreiche Analyse bestehender Modellrechnungen ist in Soulsby et al. (1993) erarbeitet worden. Williams et al. (1999) validieren Modellgrößen anhand von Geländedaten, die mit akustischen und elektromagnetischen Sensoren erhoben wurden.

Die Analyse der hydrodynamischen Kontrolle von Massen- und Impulstransfer an der Grenzfläche zwischen Wasser und Sediment erfordert die Kenntnis über die bodennahe turbulente kinetische Energie  $tke$  ( $\text{cm}^2/\text{s}^2$ ). Für die Berechnung wird die Summe der Fluktuationen der drei Geschwindigkeitsvektoren  $u'$ ,  $v'$  und  $w'$  benutzt (Lohrmann et al. 1995; Williams et al., 1999; Dade, Hogg & Boudreau, 2001).

$$tke = 0.5(u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (6)$$

Mit ihr wird die zeitliche Varianz der Impulse in einer Strömung beschrieben, daher steht sie in direkter Verbindung mit Transportprozessen an der Sedimentoberfläche. Die Sohlschubspannung unter Strömung und Wellen  $\tau_{tke}$  lässt sich nach Williams et al. (1999) aus der turbulenten kinetischen Energie berechnen

$$\tau_{tke} = (\phi \rho tke) / 2 \quad (7)$$

mit der Konstanten  $\phi = 0.19$  (Soulsby 1983) und  $\rho$  = Dichte des Wassers.

Will man die Interaktion zwischen turbulenter Strömung und der Sedimentsohle verstehen, ist es wichtig, zusätzlich die durch die Turbulenz ausgeübten Scherkräfte am Boden zu kennen. Die auf die Sedimentoberfläche wirkende Schubspannung resultiert aus der Summe aus viskosem und turbulentem Scherstress (Stacey et al. 1999). Der turbulente Scherstress, oder *Reynolds stress*, bezieht sich auf die zeitlichen Mittel der fluktuierenden Anteile der momentanen Geschwindigkeit. Für die Berechnung des *Reynolds stress* gilt

$$\tau_{uw} = -\rho u'w' \quad (8)$$

mit  $\rho$  = Dichte des Wassers (Lohrmann et al. 1990; Dade, Hogg & Boudreau, 2001).

### 3.2 Sedimentmobilisierung

Die Tatsache, dass turbulente Fluktuationen in der Strömungsgeschwindigkeit periodisch hohe Sohlschubspannungen erzeugen, die eine Bewegung von Sedimentpartikeln an der Sohle initiieren, wurde bereits vor geraumer Zeit beschrieben (White 1940; Kalinske 1943; Hunt 1954). Zunächst lag der Fokus bei Untersuchungen der Grenzschicht auf den mittleren Strömungswerten und der stochastischen Natur der Turbulenzphänomene. Neue Erkenntnisse gelangen mit Hilfe der statistischen Beschreibung und Charakterisierung von Turbulenz sowie der Entwicklung und experimentellen Verifizierung von Gleichungen. In den 60er Jahren wurden zahlreiche Laborexperimente durchgeführt, in denen es gelang, durch Strömungsvisualisierung Turbulenz sichtbar zu machen und damit wesentlich zum Verständnis der Prozesse beizutragen (Vanoni 1964). Aus diesen Studien ging hervor, dass sowohl über ebener als auch über rauher Sohle innerhalb der turbulenten Grenzschicht sogenannte *burst* und *sweep* Zyklen auftreten. Generell bezeichnet der Begriff *burst* eine Aufwärtsbewegung innerhalb des Fluids von der Sohle weg, während mit dem Begriff *sweep* eine schnelle Abwärtsbewegung des Fluids auf die Sohle bezeichnet wird. Der Zusammenhang dieser Prozesse mit dem Beginn von Partikelbewegungen wurde von Sutherland (1967) zum ersten Mal beschrieben.

Verantwortlich für den Großteil der Bewegungen von Sedimentpartikeln sind Turbulenzphänomene, die durch kurze und unregelmäßige Impulse mit hohen Schubspannungen, ausgelöst durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten, Wellen oder auch durch Strömungsinstabilität, entscheidend sind für den Sedimenttransport und damit für die Topographie und lokale Erosionsformen (Gordon 1975). Die kritische Sohlschubspannung wird definiert als der Wert, der eben unter der Spannung liegt, die notwendig ist, um Partikelbewegung an der Sedimentsohle zu initiieren (Miller et al. 1977). Für eine stationäre Strömung kann die kritische tiefengemittelte Strömungsgeschwindigkeit für beginnende Sedimentbewegung über ebener Sohle mit definiertem Korndurchmesser und bei bekannter Wassertiefe auf verschiedene Weise berechnet werden (Van Rijn 1984; Soulsby 1997). Die Formel für

die Berechnung kritischer Fließgeschwindigkeiten (Soulsby 1997) ist gültig für alle nicht kohäsiven Sedimente mit  $D_* > 0.1$  in Süß- und Salzwasser.

$$\overline{U}_{cr} = 7 \left( \frac{h}{d_{50}} \right)^{1/7} [g(s-1)d_{50}f(D_*)]^{1/2} \quad (9)$$

mit  $f(D_*) = \frac{0.3}{1 + 1.2D_*} + 0.055[1 - \exp(-0.02D_*)]$

$s$  = Verhältnis der Dichte des Sediments zu der des Wassers

$\nu$  = kinematische Viskosität

Dieser Ansatz wurde zuerst von Shields (1936) systematisch untersucht. Der Shields-Parameter  $\theta_{cr}$  ist definiert als

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{g(\rho_s - \rho)d} \quad (10)$$

mit  $\tau_{cr}$  = kritische Sohlschubspannung

$g$  = Gravitation =  $9.81 \text{ m s}^{-1}$

$\rho_s$  = Korndichte

$\rho$  = Dichte des Wassers

$d_{50}$  = Korndurchmesser

Der Shields-Parameter wird gegen den dimensionslosen Parameter  $D_*$  aufgetragen

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d_{50} \quad (11)$$

mit  $\nu$  = kinematische Viskosität von Wasser

$$s = \rho_s / \rho$$

Im ursprünglichen Shields-Diagramm (Abb. 11) war  $\theta_{cr}$  gegen die Korn Reynolds Zahl  $u_{*cr}d/\nu$  mit  $u_{*cr} = (\tau_{cr}/\rho)^{1/2}$  aufgetragen. Diese Darstellung ist ungünstig gewählt, da auf beiden Achsen der unbekannte Faktor  $u_{*cr}$  erscheint. Der Gebrauch von  $D_*$  ist daher gebräuchlicher (Soulsby 1997).

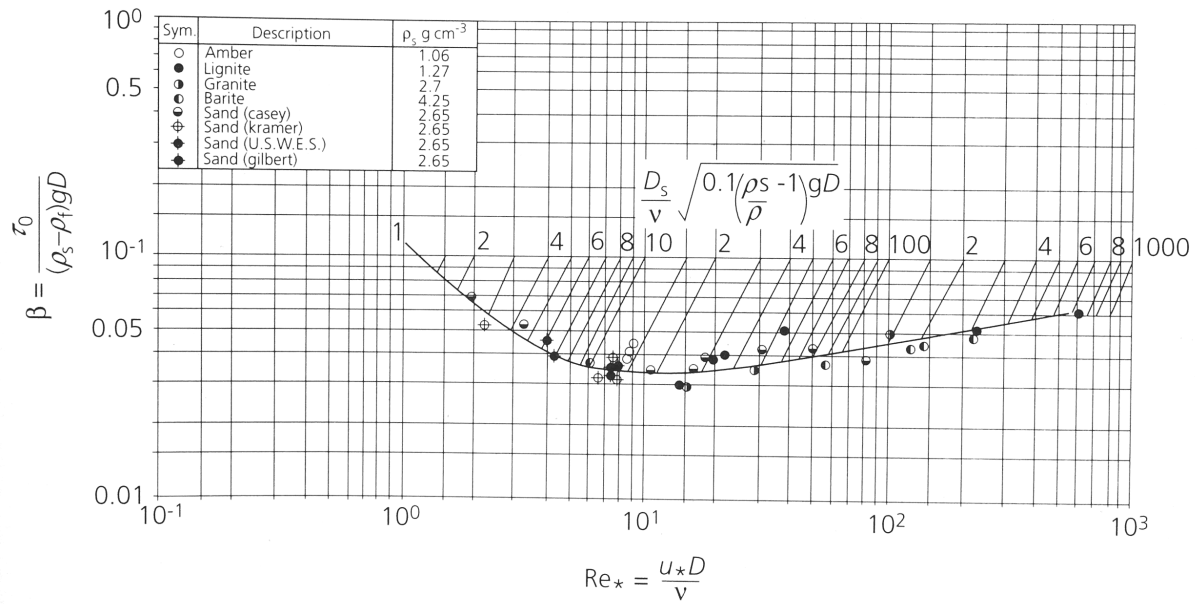


Abb. 11. Shields-Diagramm im Original, entwickelt von Shields (1936)

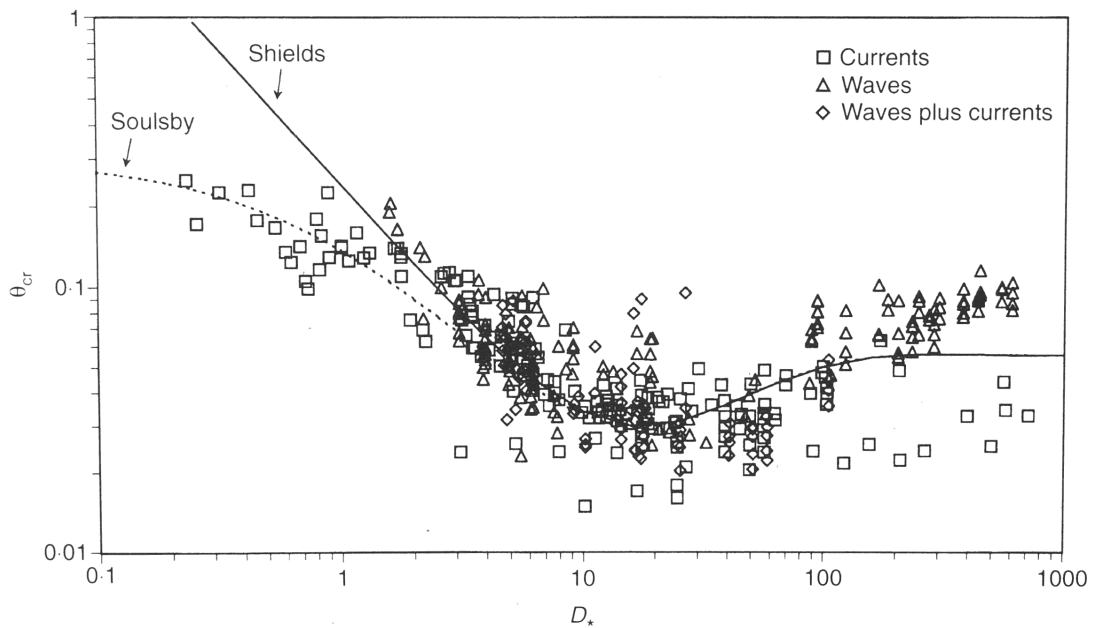


Abb. 12. Das Shields-Diagramm modifiziert nach Soulsby (1997).

Soulsby und Whitehouse (1997) entwickelten eine Gleichung, die mit der Shields Kurve übereinstimmt und zusätzlich für hydraulische Bedingungen unter Wellen und Strömung kombiniert mit Wellen gilt (Abb. 12).

$$\theta_{cr} = \frac{0.24}{D_*} + 0.055[1 - \exp(-0.02D_*)] \quad (12)$$

Bei der Analyse des Erosionsbeginns nicht-kohäsiver Sedimente wird häufig ein festgelegtes Kriterium verwendet, bei dessen Eintreten Erosion auftritt, z.B. bei gleichzeitiger Bewegung von 10 oder mehr Körnern (Yalin 1977). Diese Methode der Festlegung des Erosionsbeginns kann bei nicht-kohäsiven Sedimenten und im Laborversuch durchaus repräsentativ angewendet werden. Im Gelände allerdings und bei kohäsiven oder Mischsedimenten versagt dieser Ansatz aufgrund der starken Trübung des Fluids sowie der Unmöglichkeit die Partikel mit bloßem Auge zu erfassen. Kohäsive Sedimente zeigen zwei verschiedene Arten der Erosion (Typ 1 und 2, Amos et al. 1992). Typ 1 zeigt eine oberflächliche Partikelmobilisierung, während Typ 2 eine massige Erosionsform bedeutet. Aufgrund der Heterogenität natürlicher Sedimente können unterschiedliche Erosionsgrenzwerte existieren. Für die Beschreibung dieser Fragestellungen haben sich verschiedene indirekte Verfahren behaupten können. Black & Paterson (1997) geben einen detaillierten Überblick über *in situ* Methoden zur Erfassung des Erosionsbeginns. Häufig wird der Erosionsbeginn für den Zustand festgelegt, bei dem ein statistisch signifikanter Anstieg des Feststoffgehaltes über das akustische Hintergrundsignal in der Wassersäule auftritt (Tolhurst et al. 2000, Wainwright 1990). Der Feststoffgehalt variiert unter natürlichen Bedingungen in einem bestimmten Bereich, so dass die Benennung einer „signifikanten“ Erosion erschwert ist. Daher erscheint die Festlegung eines Grenzwertes für die Erosion der Sedimentsohle erforderlich. Der betrachtete Maßstab spielt dabei natürlich eine wichtige Rolle. Tolhurst et al. (2000) legen einen Suspensionsgehalt von  $0.001 \text{ kg/m}^2$  als Grenzwert für den Erosionsbeginn fest.

### 3.3 Biologische Effekte

Die Aktivität von Organismen in und auf der Sedimentsohle kann die Strömung in der bodennahen Grenzschicht beeinflussen. Biogene *pellets*, Spuren oder Gänge mit einem Relief von typischerweise 0.1-1 cm können die Rauigkeitslänge  $z_0$  für eine ebene Sohle verdoppeln (Nowell et al. 1981). Größere Strukturen wie Röhren und Haufen erhöhen die Sohlrauigkeit um Größenordnungen, welche die lokalen bodennahen Strömungen beeinflussen. Viele biogene Strukturen erzeugen insbesondere bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten in weiten Bereichen eine raue Oberfläche. Hier kommt es zu einer starken Zunahme der Turbulenzintensität und damit zu verstärkter Sedimentumlagerung aufgrund turbulenzgesteuerter Massenbewegungen. Zusätzlich führt Bioturbation, z.B. durch eine hohe Besiedlungsdichte von *Macoma baltica*, durch die Herabsetzung der Raumdichte im Sediment zu einer verringerten kritischen Sohlschubspannung (Widdows et al. 2000).

Im Gegensatz dazu können mikrobiologische Organismen die Oberflächenrauigkeit vermindern und somit die Oberflächenstabilität des Sedimentes erhöhen. Die Fähigkeit sogenannter Biofilme, das Umlagerungsverhalten intertidaler Sedimente zu beeinflussen, ist mittlerweile ein anerkanntes Faktum

(Gerdes et al. 1985; Paterson et al. 1990; Underwood & Paterson 1993; Paterson 1994; Widdows et al. 2000). In Mikrobengesellschaften, die von epipelischen Diatomeen dominiert werden, wird die Kohäsion eines Sedimentpartikels durch extrazelluläre Polysaccharide erhöht, die bei der Fortbewegung produziert werden. Die Menge dieser kolloidalen Polymere korreliert mit der Biomasse der Diatomeen (Underwood & Paterson 1993). Verschiedene Untersuchungen nutzen diesen Ansatz, um durch Bestimmung der Menge an Chlorophyll *a* und der Carbohydrate einen Näherungswert für die Biostabilisierung zu gewinnen (Dade et al. 1990; Underwood & Paterson 1993; Decho 2000). Bislang beschränkten sich die Untersuchungen auf diese internen biochemischen Prozesse der Mikrobenmatten und die Beschreibung resultierender makroskopischer Effekte auf die Erosionsbeständigkeit. Nur wenige Arbeiten gehen auf die Auswirkungen auf die Hydrodynamik der bodennahen Grenzschicht ein, die beide genannten Aspekte miteinander verbindet (Widdows et al. 2000; Perkins et al. 2004). Dade et al. (1996) beschrieben die Auswirkungen der Oberflächenbesiedlung mit dem Bakterium *Alteromonas atlantica* und stellten eine Erhöhung des kritischen Scherstress für einen signifikanten Transport von Feinsand von bis zu 400 % fest. Die Größenordnung dieses Effektes ist neben dem Nährstoffangebot abhängig von den physikalischen Rahmenbedingungen, welche die zeitliche Stabilität der Mikrobengesellschaften limitieren. Austen et al. (1999) fanden einen linearen Zusammenhang zwischen dem Gehalt von Chlorophyll *a* im Sediment und der Trockenfallzeit der Wattflächen. Die Erosionsbeständigkeit der Sedimentoberfläche aufgrund von Biostabilisierung nimmt daher zur Salzwiesenzone hin zu.

### 3.4 Methodische Entwicklung

In den vergangenen 20 Jahren sind zahlreiche Untersuchungen durchgeführt worden, die sich mit der Strömungsbeschreibung und der Turbulenzcharakteristik unter Freistrombedingungen mit Hilfe von *hotfilm anemometern* (Nakagawa & Nezu 1981) und verschiedenen visualisierenden Methoden wie zum Beispiel mit Hilfe von Gasblässchen (Grass 1971) auseinander gesetzt haben. Durch die Einführung des *Laser Doppler Velocimeters* verbesserte sich die Messbarkeit turbulenter Strömung (Nezu & Rodi 1986). Auch elektromagnetische Strömungsmesser haben sich für Messungen in der bodennahen Grenzschicht durchgesetzt (Voulgaris et al. 1995). Die meisten Systeme haben aber mit *zero drift* Problemen zu kämpfen und beeinflussen die Strömung. Außerdem sind sie meist nur in der Lage, zwei Strömungskomponenten zu erfassen. Oft erlaubt ihre Größe und niedrige Aufzeichnungsfrequenz nur eine schlechte Auflösung kleinskaliger Turbulenzphänomene. Jüngste *in situ*-Messungen erfordern eine Übertragbarkeit der Laborqualität der Daten für Geländeuntersuchungen. Der Einsatz von Laborinstrumenten im Feld hat sich mit zahlreichen Schwierigkeiten auseinander zu setzen, die von Sensorkalibrierung, Korrosion im Salzwasser bis hin zu Transmissivitätsproblemen durch hohe Suspensionsfracht unter hohen Turbulenzniveaus reichen

(wie bei dem Einsatz von Laser Systemen: Agrawal & Aubrey 1992; Trowbridge & Agrawal 1995). Mit der Entwicklung des *Acoustic Doppler Velocimeters* (ADV) steht ein akustisches Messverfahren zur Verfügung, das es erlaubt, mit hoher Genauigkeit sowohl im Labor als auch im Gelände zu messen (Voulgaris & Trowbridge 1998).

Ein ebenfalls akustisches Verfahren erlaubt die simultane Erfassung von Sohlmorphologie und Profilen der Suspensionskonzentration. Die Entwicklung des *Acoustic Backscatter System* (ABS) der Firma *Aquatec Subsea Ltd.* erreichte erst im Laufe der letzten Jahre die notwendige zeitliche und räumliche Auflösung, um für die Aufzeichnung kleinskaliger sedimentärer Prozesse eingesetzt zu werden. Gerade unter turbulenten Strömungsbedingungen in der Flachwasserzone des Intertidals bietet das ABS in Verbindung mit dem ADV neue Möglichkeiten, die Sedimentmobilisierung und den Transport besser zu verstehen. Erste Arbeiten erprobten das ABS für die Erfassung der Zusammenhänge zwischen Sedimentkonzentration und -transport unter brechenden Wellen (Vincent & Downing 1994). Weitere Untersuchungen setzten die Entwicklungsreihe fort (Thorne et al. 1993; Crawford & Hay 1993; Thorne & Hardcastle 1997) bis 1998 eine erste Standardversion des ABS als ein 3-Frequenz-Echolot frei verfügbar war (Williams et al. 1999). Die Umwandlung eines Signalgebers in ein Seitensichtsonar, wie es hier eingesetzt worden ist, erforderte eine Spezialanpassung, die in Zusammenarbeit mit Aquatec Ltd. erfolgreich umgesetzt werden konnte. In Kap. 4.1.2 wird ausführlich auf das Funktionsprinzip und die einzelnen Module des Gerätes eingegangen.

## **4 Methoden**

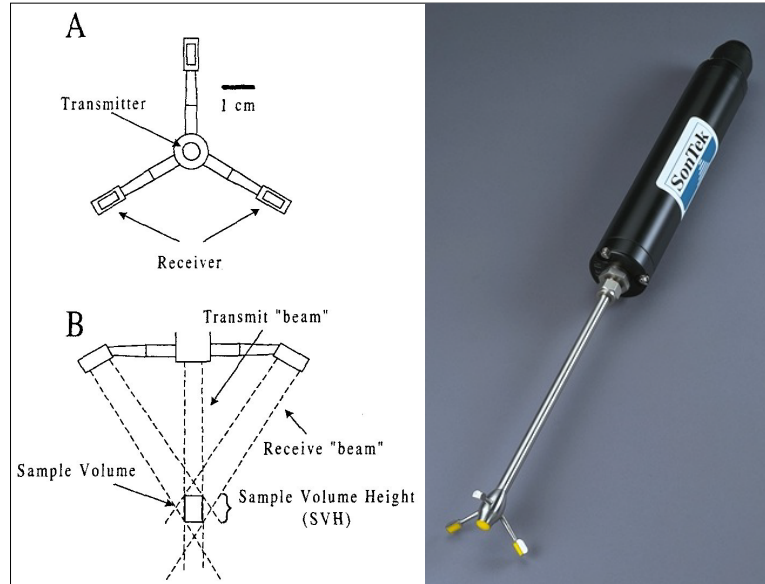
### **4.1 Akustische Messinstrumente**

#### **4.1.1 *Acoustic Doppler Velocimeter* (ADV)**

Bei den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Strömungsmessungen wurde ein *Acoustic Doppler Velocimeter* (ADV) eingesetzt. Das ADV misst die Frequenzverschiebung durch den Doppler-Effekt, von der die Fließgeschwindigkeit berechnet werden kann (Kraus et al. 1994; Lohrmann et al. 1994). Die Sonde gibt akustische Signale von bekannter Dauer und Frequenz ab, welche von Partikeln, die in der Wassersäule schweben, zur Sonde reflektiert werden. Da sich die Suspension mit dem fließenden Wasser bewegt, entsteht zwischen dem abgegebenen und dem reflektierten Signal eine Phasenverschiebung (Doppler Effekt). Der Wert dieser Verschiebung ist proportional zur Fließgeschwindigkeit. Das ADV bietet eine nicht-intrusive dreidimensionale Strömungsmessung mit hohen Aufzeichnungsraten von bis zu 50 Hz in einem sehr kleinen zylindrischen Messvolumen von etwa 0.7 cm Höhe und einem Durchmesser von etwa 0.5 cm. Die akustischen Geber sind so orientiert,



dass sich das Messvolumen 5 cm unterhalb der Sensoren befindet (Abb. 13). Dadurch kann das bodennahe Strömungsregime bereits bei einem Wasserstand von etwa 6 cm erfasst werden.



**Abb. 13.** Messanordnung einer 15MHz ADV-Sonde (Fa. SONTEK); A: Aufsicht auf den Sensorkopf mit dem zentralen Sender und den in 120°-Winkeln darum angeordneten drei akustischen Empfängern. B: Seitenansicht des Sensorkopfes mit schematisch aus den akustischen Signalwinkeln rekonstruierter Position des Messvolumens.

Der Sensorkopf besteht aus einem Sender und drei Empfängerköpfen. Die drei 16-MHz-Empfänger sind in 120°-Intervallen um den 16 MHz-Signalgeber angeordnet. Sie sind in einem 30°-Winkel auf die Transmitter-Achse hin geneigt und fokussieren das Messvolumen, dessen Unterkante 5 cm unterhalb des Transmitterkopfes liegt, was eine durch das Gerät selbst ungestörte Strömungsmessung gewährleistet (Abb. 13).

Über ein definiertes Zeitfenster der Signalaufzeichnung und die Abfrage der Datenqualität wird gewährleistet, dass nur Signale aus dem Messvolumen aufgezeichnet und für die Berechnung der Fließgeschwindigkeiten verwendet werden. Die so erfassten Phasendaten ( $d\phi/dt$ ) werden unter Anwendung der Doppler-Gleichung

$$U = \frac{c(d\phi/dt)}{4\pi f} \quad (13)$$

in Geschwindigkeitswerte konvertiert. Dabei ist  $f$  die ADV Sender-/Empfängerfrequenz (16 MHz) und  $c$  die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Schallwellen unter Wasser. Die Phasendaten ergeben sich aus

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{1}{T} \tan^{-1} \left[ \frac{s(t)c(t+\tau) - s(t+\tau)c(t)}{c(t)c(t+\tau) + s(t)s(t+\tau)} \right] \quad (14)$$

$\phi$  = Signalphase in rad

t = Zeit

T = Zeit zwischen zwei Signalabgaben

$c(t)$  und  $s(t) = \cos[\phi(t)]$  bzw.  $\sin[\phi(t)]$

Weitere Details zu internen Berechnungsparametern können dem Handbuch zur Sonde entnommen werden (SonTek *Reference Manual*, Version 4.0). Die in Gleichung (14) benötigten Korrelationen werden von der Sonde für nachfolgende Pulspaare berechnet und über mehrere Pulse gemittelt, bevor die Fließgeschwindigkeit berechnet wird. Die drei gemessenen Fließgeschwindigkeitskomponenten werden unter Anwendung der Gleichungen (13) und (14) in ein orthogonales Koordinatensystem konvertiert. Die Umrechnungsfaktoren der Transformationsmatrix sind empirische Werte (Fa. SonTek), die sondenspezifisch sind, da eine direkte Abhängigkeit von der Anordnung der Empfänger zum Geber besteht. Die Zeit zwischen den einzelnen Signalimpulsen ( $\tau$ ), die Anzahl der Pulse, über die gemittelt wird (M) und die maximale zu erwartende Strömungsgeschwindigkeit stehen in Wechselwirkung miteinander und können vom Benutzer per Software-Eingabe festgesetzt werden. Es werden 5 Einstellungen angeboten (3, 10, 30, 100 und 250 cm/s). Die resultierende Werte zu den einzelnen Einstellungen sowie die zu erwartende Fehlergröße in den resultierenden Strömungsdaten ist in Tab. 1 aufgeführt. Die direkt zur Verfügung stehenden Geschwindigkeitsdaten werden als Binärdaten abgelegt und können von einer weiteren Software eingelesen und visualisiert werden. Für weitere Analysen müssen die Dateien in andere Datenverarbeitungsprogramme exportiert werden. Dabei besteht die Möglichkeit, verschiedene Filteroptionen oder Datenmarkierungen zu berücksichtigen.

**Tab. 1.** (aus Voulgaris & Trowbridge 1998)

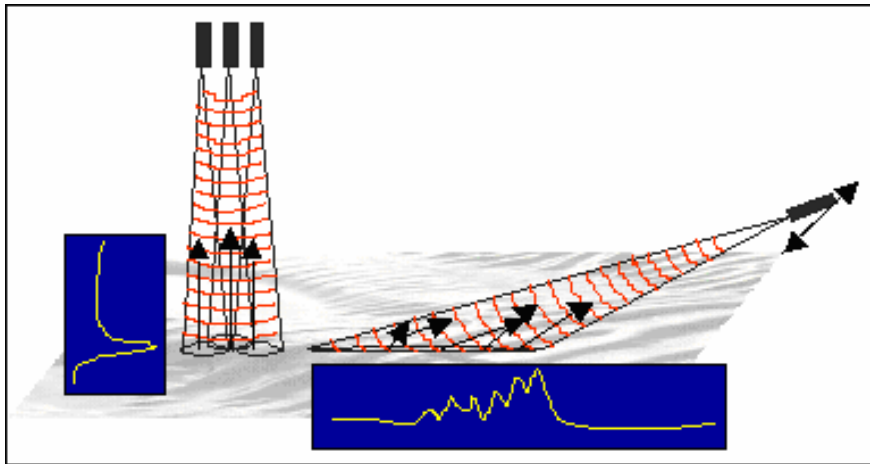
Velocity range (cm/s)	Beam velocity range (cm/s)			$\sigma_m^2$ (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	$\sigma_s^2$	Beam velocity error (mm/s)
		$\tau$ (ms)	M			
3	9,4	7,14	5	$9,1 \times 10^{-3}$	0,83	0,95
10	15,6	5,55	6	$9,5 \times 10^{-3}$	0,63	0397
30	33,	4,35	8	$2,0 \times 10^{-2}$	1,08	1,41
100	78,0	4,00	9	$1,1 \times 10^{-1}$	5,91	3,00
250	94,0	3,85	9	$7,9 \times 10^{-2}$	3,78	2,80

Die Größe des Messvolumens des ADV ist eine Funktion von der Dauer des abgegebenen Signals (4,8  $\mu$ s, das entspricht 7,2 mm; Voulgaris & Trowbridge 1998), der Größe des Zeitfensters für die Signalaufzeichnung und der Strahlengeometrie des gesendeten und empfangenen Signals. Der zuerst

genannte Parameter definiert die vertikale Ausdehnung des Messvolumens, während die anderen beiden die laterale Ausdehnung bestimmen. Die laterale Erstreckung kann errechnet werden aus dem Geber-Durchmesser (4,5 mm) und dem halben Öffnungswinkel des akustischen Signals ( $1,4^\circ$ ). Für eine typische Gerätekonfiguration wird für das Messvolumen eine Breite von etwa 5 mm und eine Höhe von 7 mm angegeben, da das Empfangsfenster länger ist als der abgegebene Impuls (Voulgaris & Trowbridge 1998). Da das Messvolumen nicht direkt zu beobachten ist, ist die Definition seiner Größe und räumlichen Position schwer zu bestimmen. Die Kenntnis über seine genaue Größe und Position ist aber ein elementarer Aspekt bei der Messung bodennaher Strömung. Diese beiden Parameter entscheiden nicht nur darüber, wo die Strömungsmessung erfolgt, sondern auch wie nah der Sensorkopf an die Sohle herangeführt werden kann, ohne das Messvolumen in die Sedimentsohle einzutauchen. Die von der Software angegebene Höhe über der Sohle bezieht sich auf das Zentrum des Messvolumens. Eine Messung, die in 10 mm über der Sohle durchgeführt wurde, ist also ein über den gesamten Zylinder gemittelter Wert, der in der Vertikalen bei 10 mm zentriert ist. Theoretisch liefert die Sonde gute Daten, wenn die untere Grenze des Messvolumens sich 0,5 mm über der Sohle befindet (Lohrmann et al. 1994; SonTek 1997). Wenn diese Angaben stimmen, kann das Zentrum des Messvolumens in Abhängigkeit von seiner Größe bis zu 4 mm (bei 7 mm Messvolumenhöhe) an die Sohle herangeführt werden. Jedoch haben Finelli et al. (1999) nachgewiesen, dass es Diskrepanzen gibt zwischen der von SonTek angegebenen und der realen Höhe der Messzelle. Mit einem recht einfachen Verfahren wurde die genaue vertikale Erstreckung der Messzelle der Sonde festgestellt (s. Kap. 5.1.1).

#### 4.1.2 *Acoustic Backscatter System (ABS)*

Das ABS umfasst zwei Systemkomponenten. Ein Drei-Frequenz-Echolot bietet die Möglichkeit, Profile der Wassersäule sowie die Position der Sedimentoberfläche mit einer hohen zeitlichen ( $\sim 0,1$  s) und räumlichen ( $\sim 0,25$  cm) Auflösung zu messen. Ein vierter Signalgeber dient als Seitensichtsonar. Er wird auf einem Messschlitten linear bewegt und liefert Bilder der Sedimentoberfläche mit einer räumlichen Auflösung im Millimeterbereich (Abb. 14). Dieses Verfahren wurde vom Gerätehersteller speziell für diese Anwendung entwickelt und bietet erstmals die Möglichkeit *in situ* hochauflösend Sohlbewegungen zu quantifizieren.



**Abb. 14.** Messprinzip des Multifrequenz *Acoustic Backscatter Systems* (ABS); 3 Geber (1, 2 und 4 MHz) vertikal nach unten gerichtet zur Erfassung der Sedimentoberfläche und Aufzeichnung von Suspensionsprofilen, Echolotprinzip; 1 Geber (1 MHz) in gekippter Position, linear bewegbar zur Erfassung von morphologischen Veränderungen an der Sedimentoberfläche, Prinzip des Seitensicht-Sonars.

Sehr kurze ( $\sim 13\mu\text{s}$ ) Impulse hochfrequenter Schallwellen (1, 2 und 4 MHz) werden von akustischen Gebern mit einer Leistung von 1 W ausgesendet. Indem sich der Impuls in Richtung Sedimentsohle ausbreitet, reflektieren Sedimentpartikel in Suspension einen Teil der auftreffenden Schallwellen zurück zum Sensor. Die Sedimentoberfläche erzeugt ein Signalmaximum (Abb. 14). Der zeitliche Versatz zwischen Signalabgabe und -empfang liefert die Distanz zur Sedimentoberfläche. Diese Laufzeit zeigt die Veränderung der Position der Sohloberfläche mit der Zeit und arbeitet nach dem Prinzip eines Echolots. Die vertikale Auflösung wird durch die Pulslänge und die Geschwindigkeit limitiert, mit der das Signal digitalisiert und aufgezeichnet werden kann. Unter Idealbedingungen im Laborversuch wird eine millimetergenaue Höhe der Sedimentsohle unter den Gebern erreicht. Im Gelände gewährleisten die Profildaten eine bessere Interpretierbarkeit der Seitensicht-Sonardaten. Fehlerquellen wie driftende Algen oder Muschelschalen liefern im Sonarbild Reflektoren, die möglicherweise als Sohlform fehlinterpretiert werden könnten, im Echolot aber identifiziert werden. Die zeitliche Auflösung hängt von der Pulswiederholungsrate und der Anzahl der Pulse ab, die gemittelt werden müssen, um statistisch verwertbare akustische Profile zu liefern. Zur Reduzierung des akustischen Hintergrundrauschens wurde über 16 Profilserien gemittelt, so dass nach Signalglättung eine zeitliche Auflösung von 0,2 s vorliegt. Jeder der vier akustischen Geber arbeitet mit einer Grundfrequenz von 80 Hz. Bei der hier benutzten reduzierten Messzellengröße von 2,5 mm wird pro Profil eine maximale Reichweite von 32 cm erzielt.

Der gekippte Sensor, der als Seitensicht-Sonar arbeitet, liefert ebenfalls Zeitreihen, deckt jedoch nur den Teil des Messbereiches ab, in dem die Messzellen ein Bodensignal enthalten (Abb. 14). Die einzelnen Messimpulse werden durch die abtastende Bewegung des Sensors an einem Messschlitten zu Flächendaten zusammengesetzt, deren Rückstreuintensität die Topographie der Sohle wiedergibt.

Für die gewählte Konfiguration ergibt sich eine Messfläche von 30 x 40 cm. Die Serie einzelner Flächenbilder zeigt die zeitliche Variabilität der Sohlformdynamik.

Die Messdaten werden auf einer geräteinternen Festplatte zwischengespeichert, von wo aus sie mit einer systemgebundenen Software ausgelesen und visualisiert werden können. Dabei werden von den drei Echolot-Frequenzen Zeitreihen der Rückstreusignale aus der Wassersäule als Profildaten ausgegeben. Zusätzlich kann aus den Daten der einzelnen Messzellen die Distanz zwischen der Sedimentsohle und dem Sensor abgeleitet werden (s. Kap. 3.2.1). Diese Werte können in einem Bereich zwischen 0 und 65.535 variieren was einer absoluten Rückstreuintensität von 0-85 dB entspricht (variiert mit der Signalverstärkung über die Software). Prinzipiell kann mit diesem Verfahren aus den Profildaten die Suspensionsdichte in der Wassersäule berechnet werden (Vincent & Downing 1994; Thorne & Hardcastle 1997). Dazu ist aber bei der Kalibrierung der Rückstreuintensitäten hinsichtlich der Partikelkonzentration eine konstante Einstellung der Signalverstärkung notwendig. Bei der hier vorliegenden Fragestellung liegt der Focus abweichend davon in der möglichst deutlichen Erfassung des ersten Bodenechos für eine optimale Erkennung der Position und Veränderung der Bodenoberfläche, was nur mit einer variablen Signalverstärkung erreichbar ist. Somit wird im Rahmen dieses Projektes auf die Umrechnung in absolute Konzentrationen in kg/m<sup>2</sup> (Tolhurst et al. 2000) zugunsten der Datenqualität hinsichtlich unserer Fragestellung verzichtet und mit den direkten Echosignalen, die als proportional zur Suspensionsdichte anzusehen sind, als relative Werte gearbeitet.

## 4.2 Datenanalyse

### 4.2.1 Beschreibung turbulenter Strömung

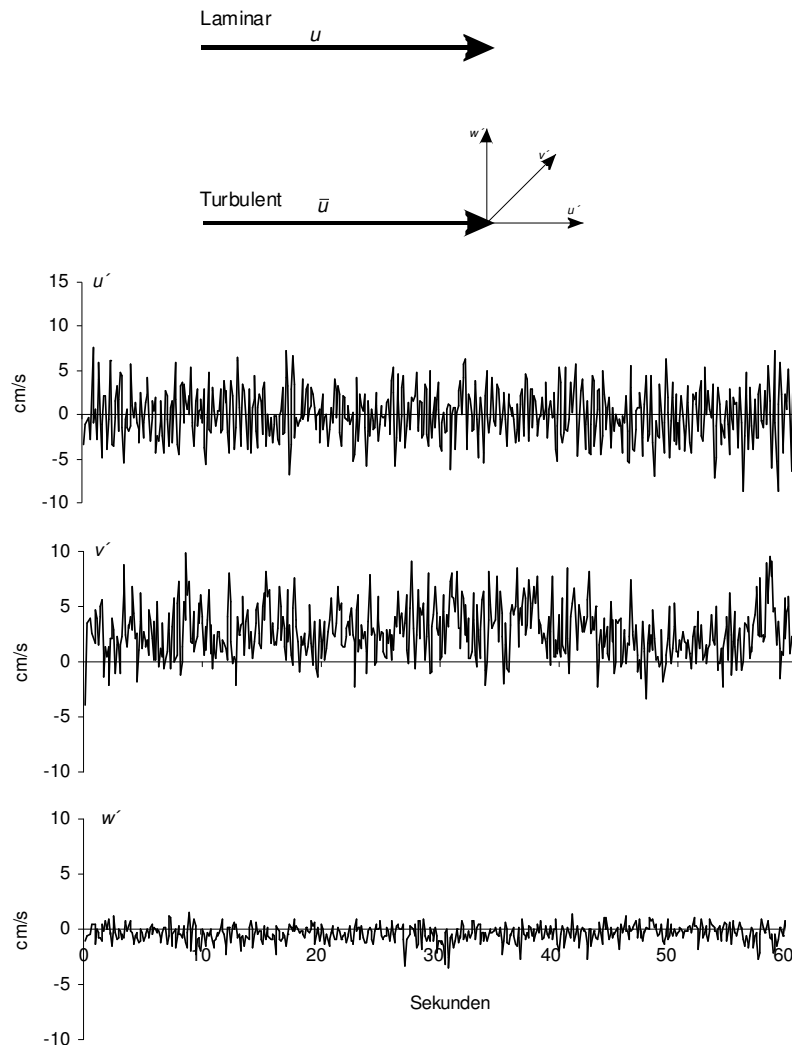
Mit dem ADV werden die momentanen Geschwindigkeiten  $u$ ,  $v$  und  $w$  an einem Punkt in der Wassersäule entlang der drei Richtungsvektoren  $x$  (horizontal),  $y$  (horizontal, senkrecht zu  $x$ ) und  $z$  (vertikal) gemessen. Die über die Zeit gemittelten Geschwindigkeiten in diesen drei Richtungen werden als  $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$  bezeichnet, die Abweichung der einzelnen Messwerte vom Mittel als  $u', v', w'$ . Die Messung der Fließgeschwindigkeit in einem turbulenten Milieu über eine bestimmte Zeit resultiert in der Aufzeichnung fluktuierender Strömungsgeschwindigkeiten (Abb. 15).

$$u = \bar{u} + u'$$

$$v = \bar{v} + v'$$

$$w = \bar{w} + w'$$

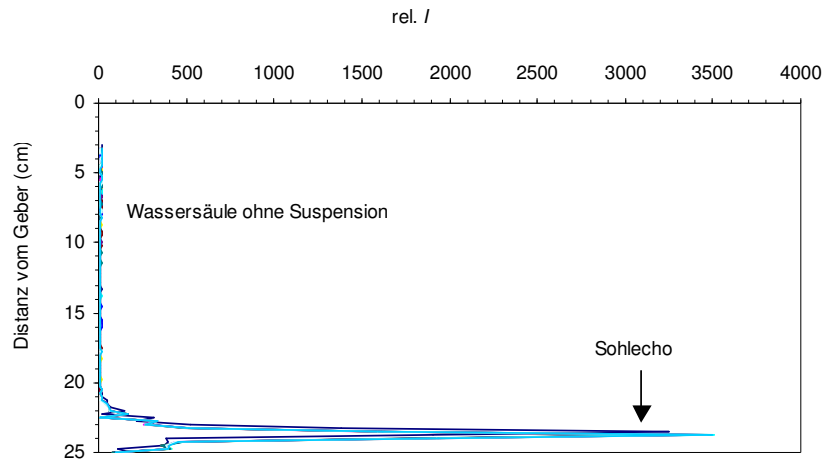
Die turbulente kinetische Energie  $tke$ , der *Reynolds stress* und die Sohlschubspannung  $\tau_{tke}$  werden anhand der Gleichungen (6), (7) und (8) (s. Kap. 3.1) berechnet.



**Abb. 15.** Während sich laminare Strömung anhand eines Vektors  $u$  beschreiben lässt, umfasst turbulente Strömung eine komplexe dreidimensionale Bewegung, beschrieben durch die turbulenten Fluktuationen  $u'$ ,  $v'$  und  $w'$  (nach Allen 1997).

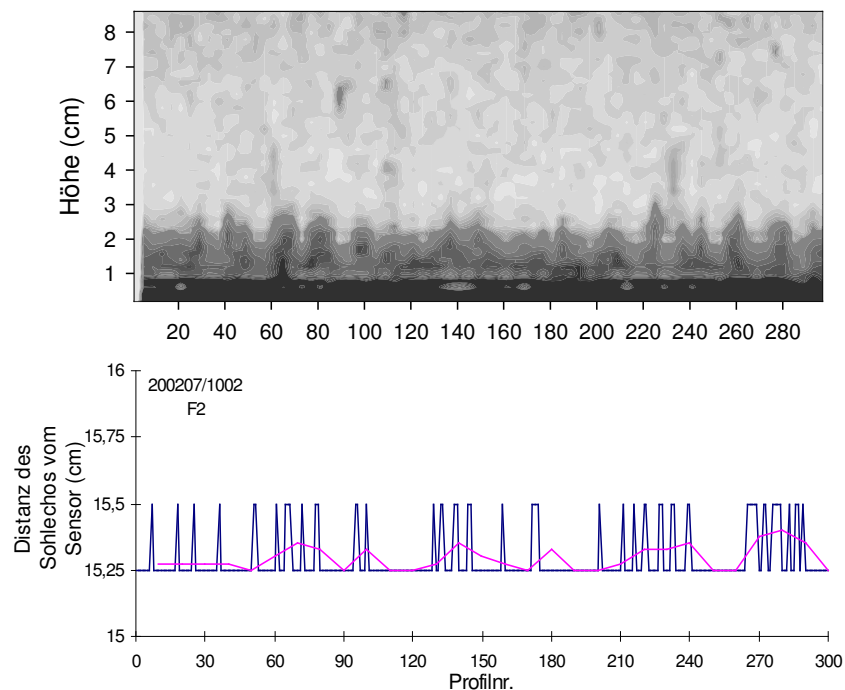
#### 4.2.2 Bestimmung der Lage der Sedimentoberfläche anhand der Echolotdaten (ABS)

Die Sohlposition kann in den Echolotprofilen an einem Maximum im Rückstreusignal identifiziert werden (Abb. 16). Der Unterschied in der akustischen Impedanz zwischen Wasser und Sediment resultiert in einem sprunghaften Anstieg der aufgezeichneten Rückstreuintensität. Unter Laborbedingungen sind Messreihen zur Reproduzierbarkeit der Bestimmung der Sohlposition mit verschiedenen Suspensionskonzentrationen und Korngrößen durchgeführt worden. Die Variabilität des Intensitätsmaximums liegt bei  $\pm 1$  Messzelle ( $\pm 0,25$  cm).



**Abb. 16.** Plot von 10 Echolot-Profilen; x-Achse: dimensionslose Signalstärke ( $I$ ) aus Wassersäule und vom Boden (interne Maßzahl f. Rückstreuintensität). Deutlich wird hier die hohe Reproduzierbarkeit des Sohlechos.

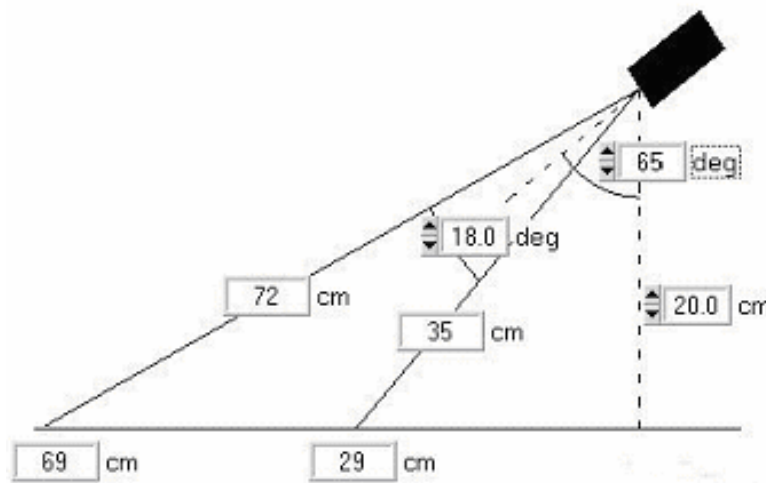
Abb. 17 stellt eine Zeitreihe von Suspensionsprofilen der aus den Profildaten exzerpierten Sohlposition gegenüber. In den Echolotprofilen korrelieren dunklere Grautöne mit einer höheren Rückstreuintensität und damit einer höheren Partikeldichte in der Wassersäule bzw. dem Bodenecho. Die berechnete Sohlposition weist bei einer stabilen Sohle eine Abweichung in der Größenordnung einer Messzelle auf.



**Abb. 17.** Akustische Profiler-Daten einer Zeitreihe über 60 sec (*sampling rate* 5 Hz, 300 aufgezeichnete Profile/min.). Oben: Profildaten der Suspensionsdichte in der Wassersäule (in cm Höhe über der Sohle). Unten: über einen *Peak Detection Filter* aus den Profildaten errechnete Sohlposition in 15,25 bzw. 15,5 cm Distanz vom akustischen Geber (blau: Periode  $T = 0,2$  s = 5 Hz; rot: über 10 Pulse gemittelt,  $T = 2$  s)

#### 4.2.3 Sohlformanalyse anhand der Seitensichtsonardaten

Das Modul für das Seitensichtsonar wurde entwickelt, um die Veränderung der Sohlmorphologie unter bestimmten Strömungsbedingungen auch flächenhaft verfolgen zu können. Der Sensor arbeitet mit einem Fächerstrahl, der einen horizontalen Öffnungswinkel von  $2^\circ$  und einen vertikalen Öffnungswinkel von  $18^\circ$  hat. Er wird entlang eines Transektes linear bewegt. Die Messzellen mit Signalen des Bodenechos werden vor der Messung rechnerisch aus der bekannten Montagegeometrie ermittelt. So wird die anfallende Datenmenge auf ein handhabbares Maß reduziert. Die Positionierung - Höhe und Kippwinkel - des Sensors ist dem jeweiligen Relief der Sedimentoberfläche anzupassen, um einen möglichst hohen Kontrast zwischen stark reflektierenden Elementen und akustischen Schattenbereichen zu erwirken. Das bedeutet, je rauer das Relief ist, um so steiler und höher kann der Sensor angebracht werden. Unter Ausnutzung der maximalen Abtastbreite wird üblicherweise eine Fläche von ca. 30 x 40 cm abgedeckt. Um eine Überlappung der einzelnen Profilinformationen zu minimieren, ist eine Abstimmung mit der Vorschubgeschwindigkeit des Messschlittens notwendig. Beträgt diese z.B. 5 mm/s, so wird idealerweise eine Aufzeichnungsfrequenz von 5 Hz gewählt und somit eine Abtastdichte von 1 Profil/mm erreicht. Erhöht man die Abtastdichte, sind die räumlichen Überlappungen zu stark, wird sie zu gering, entstehen nicht abgedeckte Bereiche. Über diese bekannten Zusammenhänge zwischen Vorschub und Aufzeichnungsfrequenz lässt sich die räumliche Verzerrung entlang der Fortbewegungsachse korrigieren. Die entlang der Abstrahlrichtung des Strahlenkegels auftretende Verzerrung wird über die bekannte Messgeometrie korrigiert (Abb. 18).

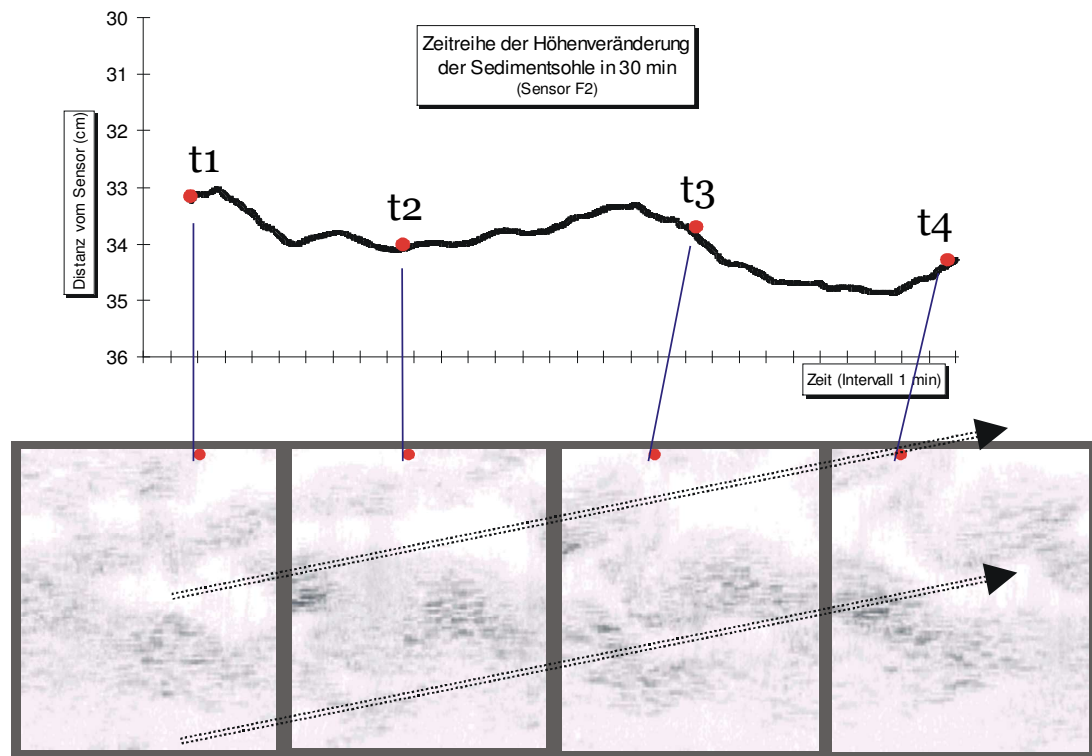


**Abb. 18.** Geometrische Parameter zur Entzerrung der Sonardaten, Beispiel einer Messanordnung

Die flächenhafte Grauwertdarstellung zeigt die Morphologie der Sedimentsohle. Die dem Sensor zugeneigten Flächen haben hohe Rückstreuintensitäten, von dem Sensor abgeneigte geringe bis keine Reflektionswerte (akustischer Schatten) (Abb. 19). In Abhängigkeit von der Schattenlänge und der



Messgeometrie lassen sich analog zu klassischen Seitensichtsonaren Objektgrößen berechnen. Für die Beschreibung der Sohlveränderung über die Zeit werden Subtraktionsbilder mehrerer Einzelaufnahmen erzeugt, unter Abzug einer gewissen Toleranzschwelle, welche die Schwankung der Signalstärke in einzelnen Messzellen (*bins*) durch variierende Partikeldichten berücksichtigt.



**Abb. 19.** Sohlveränderung im Sonarbild über ein Zeitintervall von 30 min. Oben: Zeitliche Veränderung der Sohlhöhe aus *Profiler*-Daten mit zugeordneten Momentaufnahmen (t1-4) der Sedimentfläche (unten). Fließrichtung ist von unten nach oben. Blickrichtung des akustischen Sensors in Fließrichtung. Dunkle Bereiche zeichnen Luvseiten der Rippelstrukturen, weiße Bereiche die akustischen Schatten der Leeseiten der Rippeln nach. Die diagonalen Pfeile deuten die unterschiedlichen Positionen der jeweils gleichen Sohlform in den vier akustischen Bildern an.

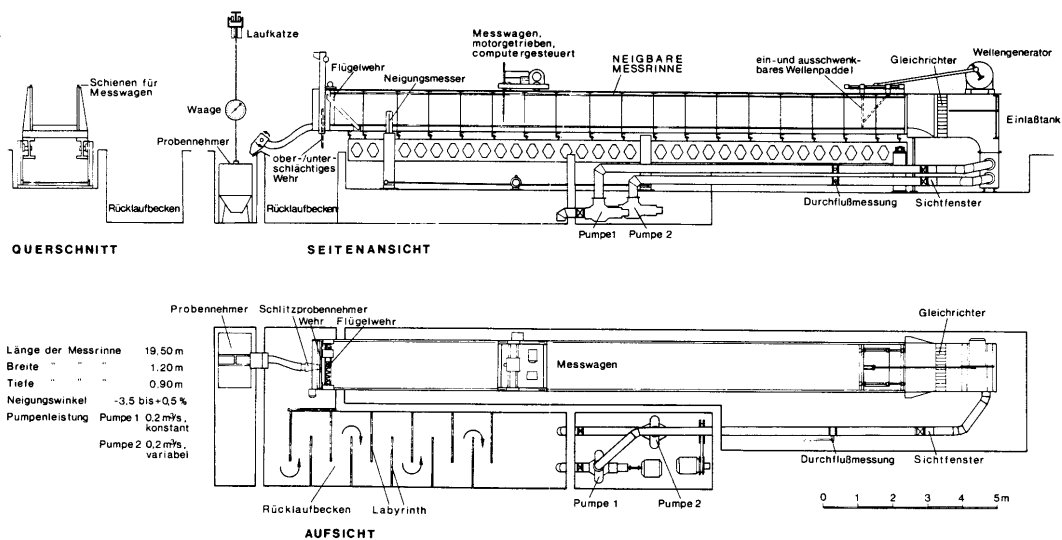
## 4.3 Laborversuche

### 4.3.1 Versuchsdurchführung

Die Laborexperimente sind im großen Strömungs- und Wellenkanal des Fachbereiches Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg durchgeführt worden. Er hat eine Länge von 20 m, eine Höhe von 90 cm und eine Breite von 120 cm (Abb. 20). Es sind verschiedene Messreihen mit monochromatischen Schwerewellen und einseitig gerichteter Strömung durchgeführt worden.

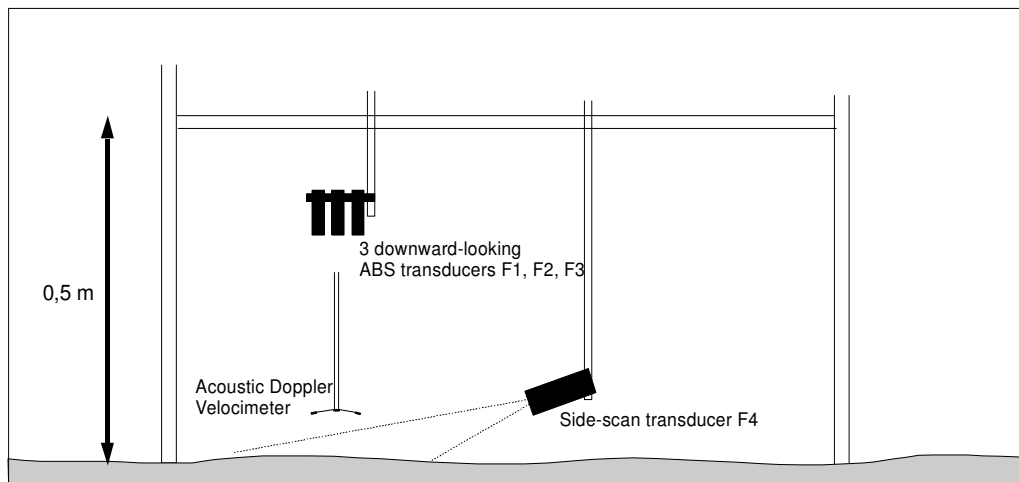
Der Kanalboden wurde mit einem quarzreichen mittelsandigen Strandsand bedeckt, in den in der Messsektion mit einer Fläche von 90 x 120 x 7 cm zwei nebeneinander liegende Feinsandflächen mit unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung eingebracht waren (Sediment 1 von der Gröninger

Plate mit  $d_{50} = 0.108$  mm und einem Schlickanteil  $< 63 \mu\text{m}$  von 6 %, Sediment 2 vom Spiekerooger Inselwatt mit  $d_{50} = 0.129$  mm ohne Schlickanteil, Korngrößenverteilung s. Abb. 24). Die Sedimente für die Kanalversuche waren auf den Wattflächen, die später bei den Geländekampagnen im Mittelpunkt standen, entnommen worden. Alle Experimente starteten mit ebener Sohle, die zuvor durch manuelles Glätten des wassergesättigten Sedimentes geschaffen wurde. Die Wassertiefe wurde durch vorsichtige Steuerung des Zu- und Abflusses konstant bei 40 cm gehalten. Die Wassertemperatur schwankte während der einzelnen Versuchsläufe um  $\pm 1^\circ\text{C}$ , was bei den Geschwindigkeitsmessungen durch die veränderte Schallgeschwindigkeit in einem Fehler von 0.8 % resultiert.



**Abb. 20.** Aufbau des Strömungs- und Wellenkanals

Für die Messung der bodennahen Strömung wurde das ADV so montiert, dass das Zentrum des Messzylinders 0.5 cm oberhalb der Sedimentoberfläche positioniert war. Die Echolotsensoren des ABS wurden in einer Höhe von 30 cm dicht neben dem ADV fixiert (Abb. 21). Dadurch war eine direkte Korrelierbarkeit von Sohlformveränderungen und Strömungsfeld gewährleistet. Das Seitensichtsonar des ABS wurde so montiert, dass das Aufzeichnungsfeld den Messbereich des ADV und der Echolotgeber erfasste.



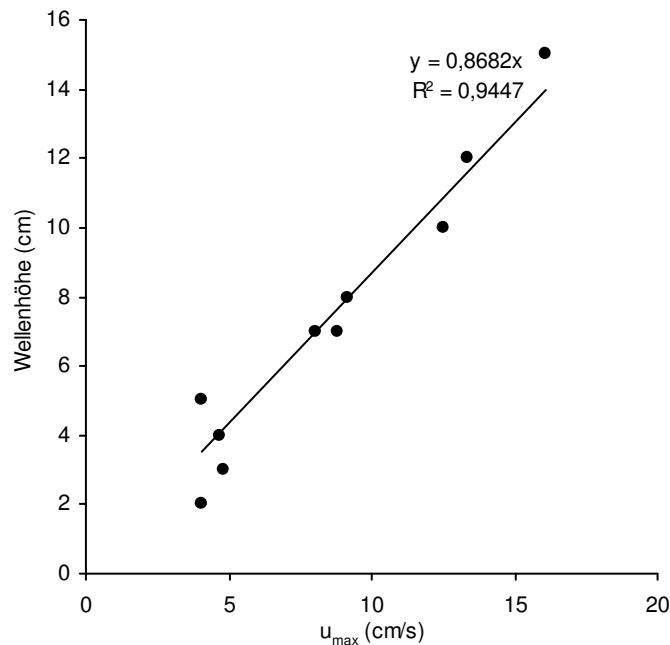
**Abb. 21.** Schema der Meßanordnung von ADV und ABS. *Acoustic Doppler Velocimeter* zur Messung von Strömungsgeschwindigkeiten. *Multifrequenz-Acoustic Backscatter System* für die Messung von Konzentrationsprofilen, der Sohlhöhe sowie der Sohlmorphologie mit einem bewegten *Side Scan Transducer*.

#### 4.3.2 Bestimmung des kritischen Zustandes für den Bewegungsbeginn

Bei den Experimenten mit einseitig gerichteter Strömung wurde die Fließgeschwindigkeit ausgehend von der stehenden Wassersäule mit einer Wassertiefe von 40 cm in Intervallen von etwa 5 cm/s bis auf 35 cm/s erhöht. Jeder Strömungszustand blieb über 30 min konstant. Nach Kantardgi (1992) wurden hinsichtlich des Transportbeginns verschiedene Stadien der Partikelbewegung visuell differenziert: (a) gelegentliche Separation einzelner Partikel, (b) beginnende Bewegung von Partikelgruppen (beginnender Transport), (c) verstärkte Bewegung größerer Partikelwolken, (d) flächenhafter Partikeltransport.

Die Messung der Fließgeschwindigkeit sowie der Sohlmorphologie begann mit Erreichen einer gleichförmigen Strömung, die mit dem ADV überwacht wurde. Die Fließgeschwindigkeiten  $u$ ,  $v$  und  $w$  sind 5 mm oberhalb der Sohle über jeweils 10 Minuten gemessen worden. Dabei entsprach  $u$  der Geschwindigkeit entlang der Längsachse des Kanals in Fließrichtung,  $v$  der horizontalen Strömung senkrecht zu  $u$  und  $w$  der Vertikalströmung. Zusätzlich wurden während der einzelnen Versuchsphasen über beiden Sedimenttypen Strömungsprofile bis in eine Höhe von 10 cm über der Sohle gemessen, in den unteren 2 cm in Intervallen von 1 mm und darüber in 1 cm-Schritten. Die einzelnen Messungen sind jeweils über 30 s gemittelt worden. Die Veränderung der Sedimentoberfläche bei zunehmender Strömung ist mit dem Seitensicht-Sonar des ABS aufgezeichnet worden, die Sohlposition mit den drei Echolotsensoren, die in einer Höhe von 30 cm über der Sedimentoberfläche montiert waren.

Bei den Kanalversuchen mit oszillierender Strömung wurden Wellen mit Höhen zwischen 3 und 15 cm bei Perioden von 1,5-3 sec erzeugt. Die Wassertiefe betrug 40 cm. Die Messfläche mit den präparierten Sedimenten sowie die Geräteanordnung glichen den Versuchen mit einseitig gerichteter Strömung. Die Maximalgeschwindigkeit ist, über die Wellenhöhe gesteuert, schrittweise erhöht worden (Abb. 22).

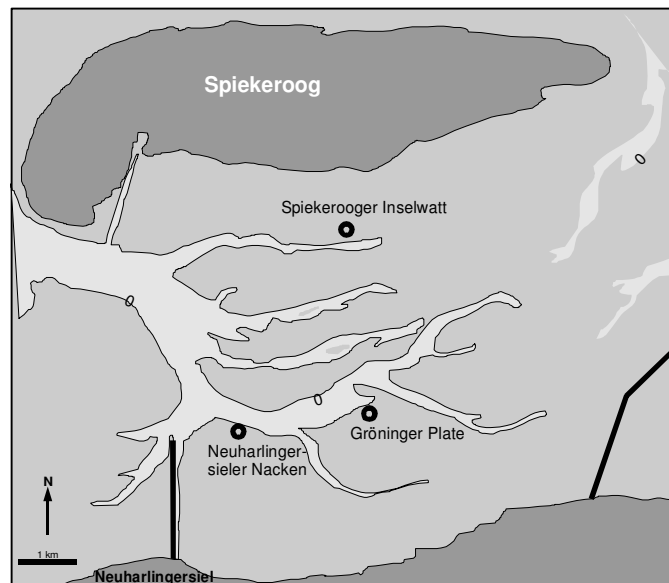


**Abb. 22.** Wellenhöhe und bodennah gemessene maximale horizontale Fließgeschwindigkeit bei den Kanalversuchen mit Wellen. Wassertiefe 40 cm. Wellenperiode zwischen 1.5 und 3 s.

## 4.4 Geländemessungen

### 4.4.1 Lage und Beschaffenheit der Messflächen

Die drei für die Messungen ausgewählten Flächen im Rückseitenwatt befinden sich in unterschiedlich exponierten Positionen. Sie unterliegen verschiedenen hydrodynamischen Energieniveaus entlang eines von der Otzumer Balje zur Deichlinie hin abnehmenden Energiegradienten (Nyandwi & Flemming 1995). Die Flächen sind im Zeitraum 1999 bis 2001 monatlich hinsichtlich ihrer Höhenveränderungen sowie der Variabilität der Korngrößenzusammensetzung untersucht worden (Tilch 2003). Die Gröninger Plate und der Neuharlingersieler Nacken liegen im Bereich zwischen -60 und -80 cm NN, die Fläche auf dem südlichen Spiekerooger Inselwatt liegt bei 20 cm NN. Die resultierende zeitliche Differenz der Überflutungsdauer einer mittleren Tide beträgt etwa zwei Stunden. Die Messflächen befinden sich im Niveau des unteren bis mittleren Intertidals und sind in ihrer Sedimentzusammensetzung typisch für das Intertidal. Die Stabilität der Sedimentoberfläche wird hier von den hydraulisch-physikalischen Parametern bestimmt.



**Abb. 23.** Lage der drei Messflächen im Rückseitenwatt von Spiekeroog. Die dunkelgraue Zone umfasst den Bereich unterhalb Seekartennull.

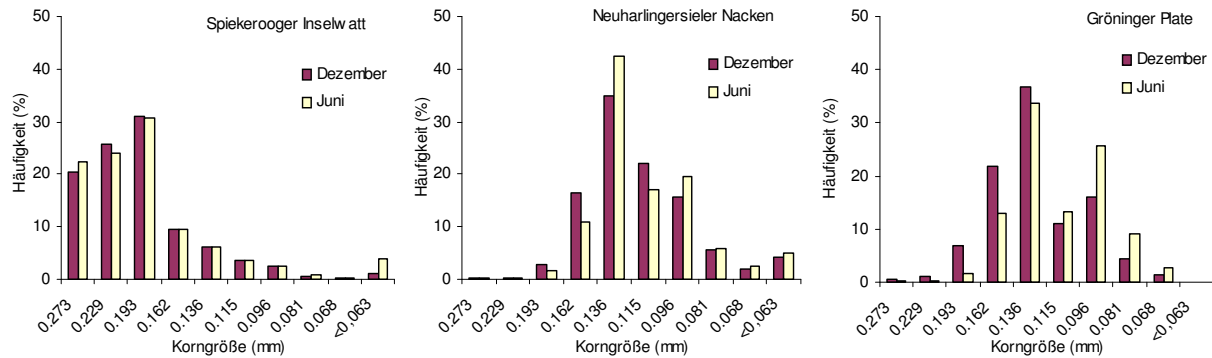
Das Spiekerooger Inselwatt fällt auf einer Breite von 1,25 km von der Hochwasser- zur Niedrigwasserlinie ab. Nahe am Priel gelegene Areale sind hochmobil und von zahlreichen Randprielen durchzogen. Die Messfläche wurde oberhalb dieses Bereiches in der *Lanice*-Zone platziert (Hertweck 1995). Der für die Messungen ausgewählte Bereich ist typisch für den Großteil der Wattfläche mit kurzzeitig auftretenden Diatomeenfilmen im Sommer, die abhängig von der Windstärke und -richtung schnell remobilisiert werden und einer mobilen Sohle weichen.

Der Neuharlingersieler Nacken ragt als exponierte Fortsetzung des festlandnahen Wattes in das Prielsystem der Otzumer Balje hinein (Abb. 23). Der Nordrand der Plate wird von einer Wattkante mit steilem Gefälle bis unter die Niedrigwasserlinie gebildet, die durch kombinierte Wirkung der Tidenströmungen und nordwestliche Winde entstanden ist. Die Sedimentoberfläche reagiert schnell auf veränderte Windsituationen und zeigt in kurzzeitigem Wechsel eine mobile Sohle mit wellengenerierten Kleinrippeln oder unter ruhigen Bedingungen Diatomeenrasen.

Die Gröninger Plate weist ähnliche Sedimentbeschaffenheiten auf wie der Neuharlingersieler Nacken, ist aber beständiger aufgrund der geschützten Lage näher an der Wattwasserscheide im Bereich des südlichen Prieles. Die Wattfläche hat ein nur geringes Gefälle zur Prielkante hin und zeigt in den Sommermonaten bei ruhiger Wetterlage großflächig Diatomeenfilme.

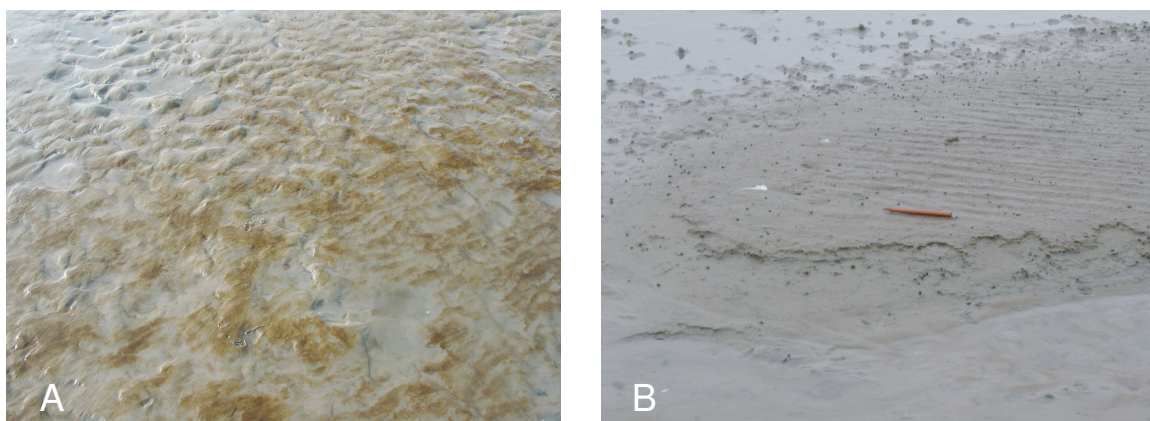
Die Oberflächensedimente an den Messstationen bestehen aus Feinsand mit unterschiedlichem Schlickanteil ( $<63\mu\text{m}$ ). Die Korngrößenverteilung der Sande (Abb. 24) wurde über Sinkgeschwindigkeitsanalysen in der Sedimentationsröhre bestimmt. Die

Sinkgeschwindigkeitsverteilungen wurden für die Dezemberproben auf 5°C, für die Junioproben auf 20°C umgerechnet.



**Abb. 24.** Korngrößenverteilung der Sandfraktion auf den Messflächen im Sommer und im Winter. Im Sommer bildet sich durch die generell ruhigeren Wetterbedingungen und erhöhte Bioproduktivität auf der landnahen Fläche der Gröninger Plate eine Bimodalität mit höherem Feinkornanteil aus. Auf dem Spiekerooger Inselwatt und dem Neuharlingsierler Nacken tritt diese Differenzierung nicht bzw. nicht so deutlich auf.

Die Ansiedlung von Diatomeen im Intertidal ist sehr inhomogen und zeigt auch zeitlich eine hohe Variabilität. Im Vorfeld der eigentlichen Geländemessungen durchgeführte Kartierungen der Biofilmvorkommen ergaben, dass eine signifikante Stabilisierung der Sedimentoberfläche durch Mikrobenmatten mit Auftreten korrelierender Erosionsformen in erwartetem Ausmaß lediglich im Übergangsbereich zwischen Inter- und Supratidal erreicht wird (Abb. 25).



**Abb. 25.** Typische Formen der Biofilme; A: Diatomeenrasen an der Messfläche auf der Gröninger Plate in wenig etablierter Ausbildung, B: am Rand der Salzwiesen südlich Spiekeroog in mehrjähriger Form (überhängende Ränder des Biofilms), mit stabilisierender Wirkung auf die Sedimentoberfläche im Gegensatz zur benachbarten, mobilen Sohle.

#### 4.4.2 Messbedingungen

Die Geräteanordnung und die mobile Messplattform, von der aus die Feldmessungen durchgeführt wurden, sind in Abb. 26 dargestellt. Die Gerätekonfiguration entspricht der der Kanalversuche. Die Datenerhebung auf den drei ausgewählten Wattflächen erfolgte in mehreren Kampagnen, wobei an jeder Position mindestens zwei verschiedene Wetterbedingungen erfasst wurden. Beginn der Messreihen war jeweils die erste Überflutung der Wattfläche. Es wurden mit einsetzender Überflutung die bodennahen Fließgeschwindigkeiten  $u$ ,  $v$  und  $w$  in 20-Minuten-Abständen über eine Dauer von jeweils 10 Minuten gemessen. Besonders im Gezeitenbereich mit ständig wechselnder Wassertiefe, Strömungsrichtung und -geschwindigkeit bekommt die Wahl der Aufzeichnungsdauer eine große Bedeutung. Es muss ein Kompromiss erreicht werden zwischen Fehlern, die sich mit zunehmender Messdauer minimieren (Verlust der niedrig frequenten Anteile des Strömungsspektrums, Messungenauigkeiten) und denen, die sich aufgrund der nichtstationären Bedingungen im Intertidal mit zunehmender Messdauer vergrößern. Für die hier aufgegriffenen Turbulenzparameter der mittleren Strömungsgeschwindigkeit  $\bar{u}$ , der Varianz  $\overline{(u')^2}$  und  $\overline{(w')^2}$  der horizontalen bzw. vertikalen Geschwindigkeitsfluktuation und der Kovarianz  $\overline{u'w'}$ , die proportional zum *Reynolds stress* ist, bietet eine Aufzeichnungsdauer von 10 min bei Wasserstandsänderungen von maximal 10 cm in 10 min quasi-stationäre Bedingungen (Soulsby 1980).

Bei Wasserständen von 50, 100, 150 und 200 cm sind bei beiden Stromrichtungen Vertikalprofile von 0.5 bis 20 cm über der Sohle aufgezeichnet worden. Dabei sind die Einzelwerte über 30 sec gemittelt. Das Seitensicht-Sonar des ABS war 10 cm oberhalb der Sohle montiert und lieferte etwa 10 min nach Überflutung erste Flächendaten zur Sohlmorphologie.



**Abb. 26.** Messaufbau von ADV und ABS an der Plattform im Gelände. Links: die beiden unabhängig voneinander stehenden Plattformen für die Sensoren und die Steuereinheiten mit einer Höhe von 3 m. Rechts: Messschlitten für das Seitensicht-Sonar des ABS sowie die Echolotgeber und das ADV für die Strömungsmessung .

#### 4.4.3 Erfassung der Sohlmobilisierung

Die Korngrößenzusammensetzung auf den Wattflächen zeigt eine gewisse Heterogenität auf grund des schwankenden Schlickanteils, wodurch sich die Sedimentoberfläche mal nicht-kohäsiv, mal, aufgrund von Besiedlungsstrukturen, kohäsiv verhält. Die Anwendung eines Suspensionsgrenzwertes durch Kalibrierung des akustischen Rückstreusignals (s. Kap. 3.2) kommt aufgrund der wechselnden eingetragenen Suspensionsgehalte daher nicht in Frage. Die Beurteilung des Zustandes der Sedimentoberfläche wurde anhand der Seitensicht-Sonardaten durchgeführt. Bei einer Vortriebsgeschwindigkeit des Signalgebers von 5 mm/s wurde die Messfläche bei der Messdauer von 10 min jeweils 10mal abgefahren. Bei einer räumlichen Auflösung von 2,5 mm lieferte der Vergleich der Flächenbilder innerhalb eines Messdurchlaufs einerseits, sowie von Messdurchlauf zu Messdurchlauf eine hinlänglich gute Erfassung der Sedimentstabilität. Ergänzend dazu wurden aus den Echolotprofilen visuell momentan ansteigende Suspensionswerte identifiziert, die sich in ihrer Intensität deutlich vom Grundsignal abhoben und auf ein lokales Erosionsereignis schließen lassen.

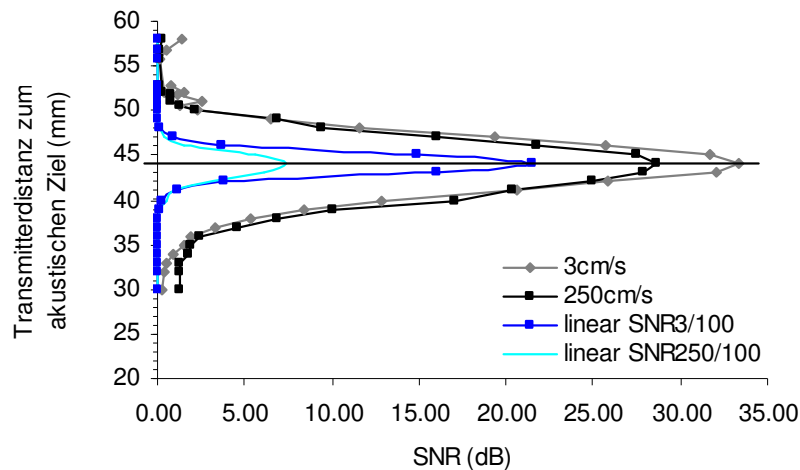
## 5 Ergebnisse der Laborexperimente

### 5.1 Datenqualität und Fehlerquellen

#### 5.1.1 Position des Messvolumens (ADV) und Konsequenzen für die Strömungsdaten

Partikel im Zentrum des Messvolumens erzeugen ein stärkeres akustisches Signal als Partikel in den Randbereichen. In klarem Wasser, ohne Partikel oder Gasblasen, kann das akustische Signal von jedem beliebigen Ort innerhalb des Messvolumens aus reflektiert werden, wenn ein stationärer Reflektor vorhanden ist. Das Verhältnis des Signals zum Hintergrundrauschen (*signal to noise ratio* SNR) variiert dann in Abhängigkeit von der Position des Reflektors in der Messzelle. Bei einer systematischen Veränderung der Reflektorposition kann auf diese Weise die Höhe der Messzelle erfasst werden. Idealerweise nimmt das Signal beim Eintreten des Reflektors in das Messvolumen rasch an Intensität zu, erreicht im Zentrum ein Maximum und fällt bis zum Austritt wieder steil auf ein Grundrauschen ab. Das SNR errechnet sich aus der Differenz von Signalamplitude und dem Grundrauschen in Dezibel, so dass die Werte gleich null sind, wenn kein Rückstreusignal vorliegt. Abb. 27 zeigt das Ergebnis dieses Versuches für zwei verschiedene Geschwindigkeitsbereiche. Aufgrund des höheren Rauschens bei der Einstellung 250 cm/s erreicht die Kurve im Zentrum der Messzelle einen geringeren Wert als für die 3 cm/s-Einstellung. Die vertikalen Grenzen stimmen in beiden Einstellungen gut überein.



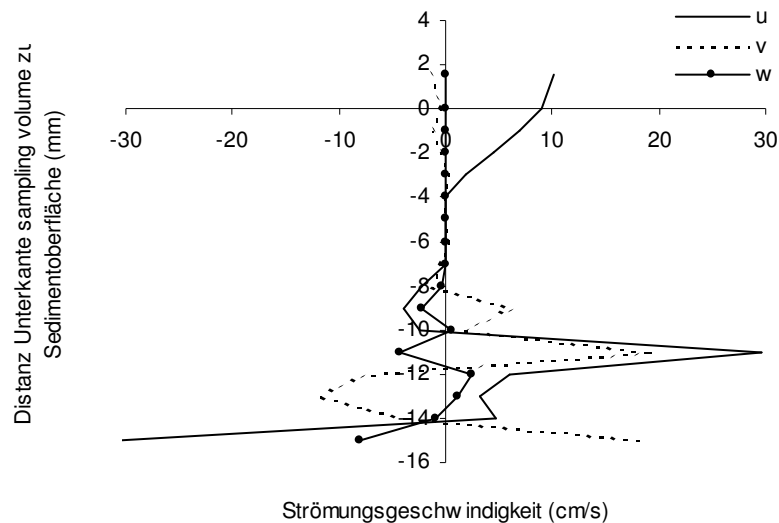


**Abb. 27.** Ergebnis des Versuchs zur Erfassung der Höhe des Messvolumens für zwei verschiedene Einstellungen der Geschwindigkeitsbereiche (in Anlehnung an Finelli et al. 1999). Die SNR-Werte sind als Funktion von der Transmitterdistanz zum akustischen Reflektor dargestellt. Die horizontale Linie zeigt die Mitte des Messvolumens beim Auftreten der höchsten Intensität an.

Das sogenannte lineare  $\text{SNR} = 10^{(\text{SNR}/10)}$  (SonTek 1997), stimmt im Gegensatz zu dem logarithmischen SNR, das vom Messprogramm ausgegeben wird, deutlich besser mit den nominellen Werten zur Höhe des Messvolumens überein (Abb. 27). Die Diskrepanz zwischen beiden Einschätzungen der Höhe des Messbereiches wirft die Frage auf, welche der beiden Näherungen bei Messungen nahe einer festen Grenzschicht in Betracht zu ziehen ist. Finelli et al. (1999) beobachteten eine größere Übereinstimmung der Messdaten aus Vertikalprofilen zwischen ADV und HFV (*hot film velocimeter*) bei der Anwendung des logarithmischen SNR, so dass sie zu dem Schluss kommen, dass es bei der Annahme der Werte aus der linearen Abschätzung für bodennahe Messungen eher zu fehlerhaften Messdaten kommen kann. Zur Vermeidung des von den oben genannten Autoren dargestellten Risikos einer fehlerhaften Positionierung des Messfühlers und der daraus resultierenden zu geringen Fließgeschwindigkeit wird die Sonde nur so weit an die Sohle gebracht, dass im *bottom track*-Messmodus noch korrekte Werte angezeigt werden. In diesem Modus steigt die Sonde aus, wenn das Messvolumen in das Sediment eindringt. Der nominelle Abstand des Transmitterkopfes von der Sedimentoberfläche stimmt exakt mit der experimentell ermittelten Distanz überein. Erst mit dem Eindringen des Messvolumens in das Sediment entsteht ein Sprung in den angezeigten Distanzen auf Werte, die um 5,3 cm höher liegen.

Eine Messreihe, bei der das Messvolumen millimeterweise von einer Position 2 mm oberhalb der Grenzfläche (bezogen auf die Unterkante der Messzelle) bis zum kompletten Abtauchen in das Sediment abgesenkt wurde, zeigt, dass die angegebenen Strömungsgeschwindigkeiten für die x-Komponente nach dem Eintauchen in den Boden linear bis auf null in einer Tiefe von 4 mm abnimmt

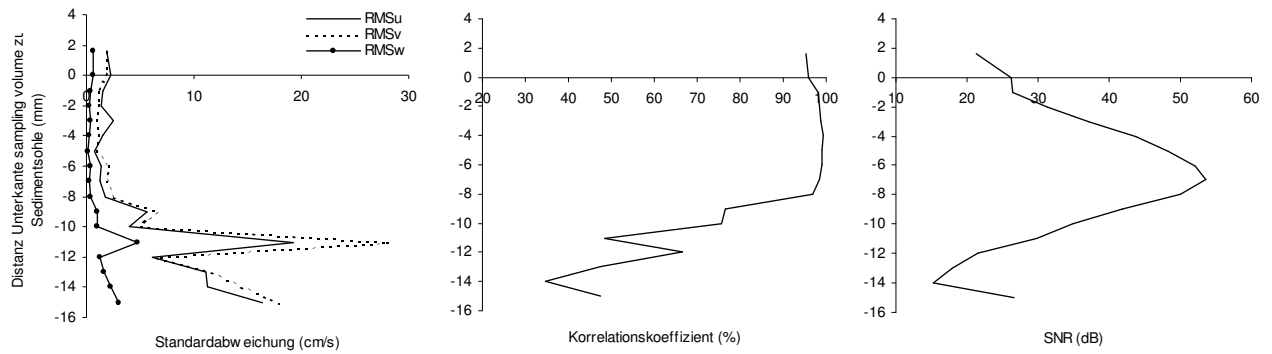
(Abb. 28). Pro Millimeter Tiefenzunahme sinkt die Geschwindigkeit um 2,6 cm/s, das sind in diesem Fall 28 % der Fließgeschwindigkeit direkt an der Sedimentoberfläche bei einer Freistromgeschwindigkeit von 19 cm/s (Wassertiefe 12 cm). Die Werte für die y- und z-Richtung pendeln sich ebenfalls bei null ein, weichen damit aber nicht signifikant von den oberhalb der Sohle gemessenen Werten ab (Messung über ebener Sohle). Bis in eine Tiefe von 7 mm bleiben die Werte bei null. Darunter nimmt die Standardabweichung extrem zu (s. Abb. 29).



**Abb. 28.** Versuchsreihe zur Erfassung der fehlerhaften Zunahme der angegebenen Strömungsgeschwindigkeiten beim Absenken des Messvolumens in die Sedimentsohle.

Die Werte für die Standardabweichung der Strömungsgeschwindigkeiten aus dem Versuch in Abb. 28, der Korrelationskoeffizient und das SNR werden in Abb. 29 gegenüber gestellt. Bei dem Eintauchen des Messvolumens in das Sediment nimmt das SNR kontinuierlich zu, was darauf zurückzuführen ist, dass das Rückstreusignal ab dieser Höhe die Reflexion an der festen Sohle beinhaltet.

Somit ist das SNR als Kontrollparameter für die Datenqualität nicht immer verlässlich, da hohe Werte einerseits ein ausreichend hohes Rückstreusignal, andererseits aber auch eine zu nahe Position des Messvolumens an der Sohle anzeigen. Gleiches gilt für den Korrelations-Koeffizienten (Abb. 29). Auch hier sind die Werte bis in eine Tiefe von 7 mm, was mit der Einbettung des gesamten Messvolumens in das Sediment gleichzusetzen ist,  $>90\%$  und damit laut Hersteller SonTek (1993) ein Zeichen für zuverlässige Geschwindigkeitsdaten.



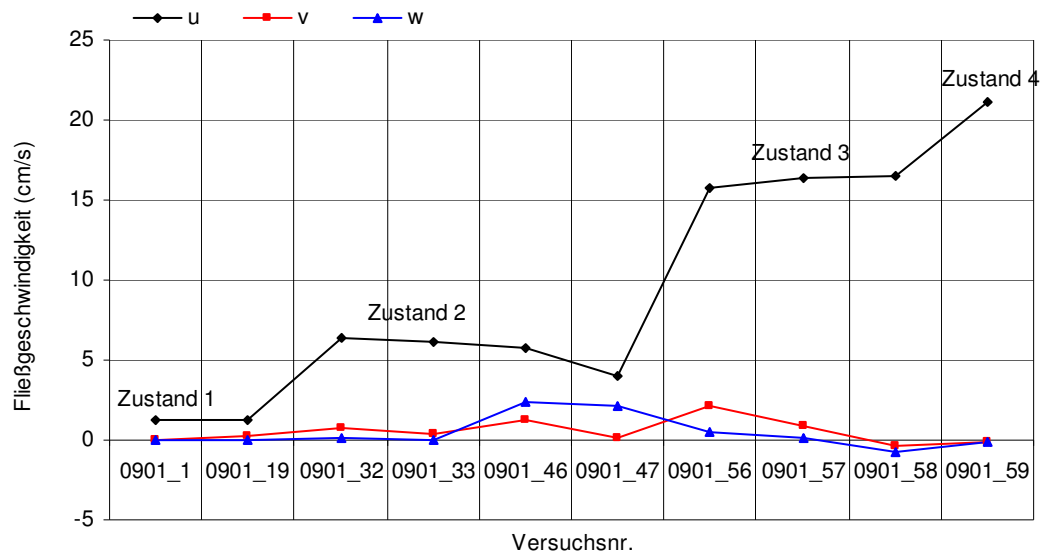
**Abb. 29.** Gegenüberstellung des *signal to noise ratio* SNR (rechts), der Standardabweichung (links) und des Korrelationskoeffizienten (mitte) bei Absenken des Messvolumens in die Sedimentsohle.

Es gilt also bei der Strömungsmessung direkt oberhalb der Sedimentoberfläche mehrere Parameter im Auge zu behalten, um nicht Gefahr zu laufen, fehlerhafte Messbedingungen als Basis für die Datenerhebung zu Grunde zu legen. Besonders im Geländeeinsatz und bei mobiler Sohle muss gewährleistet sein, dass das Messvolumen nicht in die Sohle eintaucht und somit ein Mischsignal verrechnet.

## 5.2 Kritische Zustände für den Bewegungsbeginn

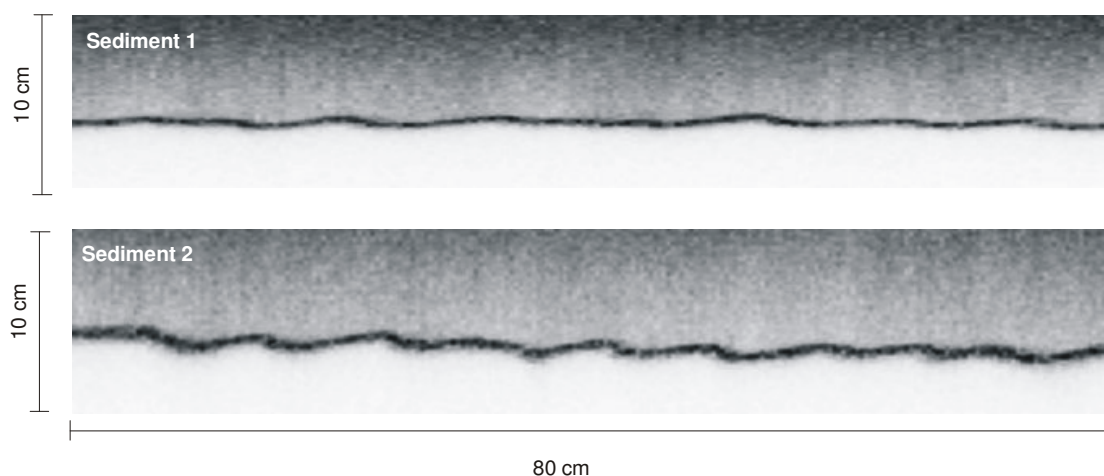
### 5.2.1 Experimente mit einseitig gerichteter Strömung

In mehreren Versuchsdurchläufen wurde die Hauptströmung stufenweise erhöht. Bei der lateralen und der vertikalen Strömungskomponente  $v$  bzw.  $w$  war hingegen im Mittel kein signifikanter Geschwindigkeitsanstieg messbar (Abb. 30). Der Partikeltransport setzte bei den beiden Sedimenttypen zu unterschiedlichen Zeitpunkten ein. Bei dem Sediment ohne Feinkornanteil (Sediment 2) wurde der Bewegungsbeginn bei einer mittleren Fließgeschwindigkeit  $\bar{u}$  zwischen 14,2 und 14,8 cm/s beobachtet, während erste Sohlbewegungen bei Sediment 1 (mit Feinkornanteil) bereits zwischen 9,6 und 11,9 cm/s auftraten. Der Sohltransport war bei Sediment 1, bedingt durch den Feinkornanteil, zunächst durch flächenhaften Korntransport der feinen Fraktion gekennzeichnet, während der reine Feinsand (Sediment 2) sofort Rippeln ausbildete.



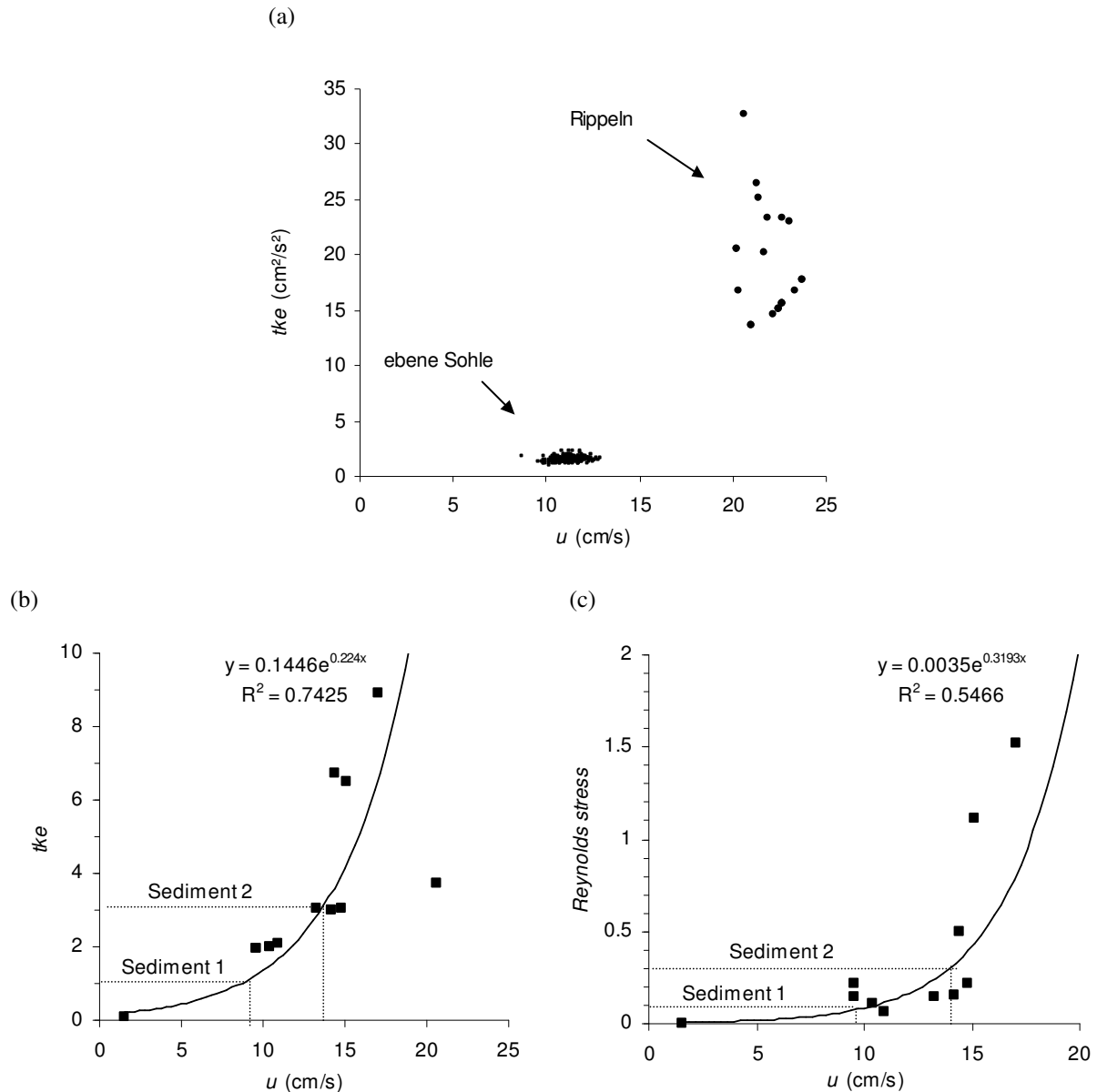
**Abb. 30.** Stufenweise Erhöhung der mittleren Fließgeschwindigkeit  $u$  (Zustand 1-4) und resultierende Veränderung von  $v$  und  $w$  in den Messreihen mit einseitig gerichteter Strömung bei einer konstanten Wassertiefe von 40 cm.

Unter identischen hydraulischen Bedingungen entwickelten sich bei den beiden Sedimenten mit zunehmender Fließgeschwindigkeit verschiedene Sohlformgeometrien. Im letzten Stadium der Versuche bei einer mittleren Fließgeschwindigkeit von 21 cm/s bildeten sich im Feinsand Strömungskleinrippeln mit einer Höhe von 1,5-2 cm und Kammabständen von 7-9 cm. An der Oberfläche des schlickhaltigen Sedimentes entwickelten sich Kleinrippeln mit einem unregelmäßigen, flachen Relief bei einer Strukturtherhöhe von 3-5 mm (Abb. 31).



**Abb. 31.** ABS-Daten aus Messreihen mit einseitig gerichteter Strömung. Echolotdaten der Sedimentoberfläche beider Sedimenttypen (Profillänge 80 cm), Strömungsrichtung von links nach rechts; oben: Sediment 1, unreife Rippeln mit ungleichmäßigem, flachem Relief; unten: Sediment 2, voll entwickelte Strömungsrippeln mit Kammabständen von 7-9 cm und Höhen bis 1,5 cm.

Aufgrund der unterschiedlichen Sohlrauhigkeiten der beiden Sedimenttypen bildeten sich verschiedene Turbulenzmuster aus. Die Turbulenzintensität stieg im Feinsand ohne Schlick vom Stadium der ebenen Sohle zu einer Sohle mit voll entwickelten Rippeln sprunghaft an (Abb. 32a). Die über dem Sediment mit Feinkornanteil (Sediment 1) gemessene turbulente kinetische Energie und der *Reynolds stress* nahmen hingegen exponentiell mit der Fließgeschwindigkeit zu (Abb. 32b und c). Dabei traten über der Rippelsohle des reinen Feinsandes bis zu dreifach höhere Werte der turbulenten kinetischen Energie auf als bei Sediment 1 mit Schlickanteil.



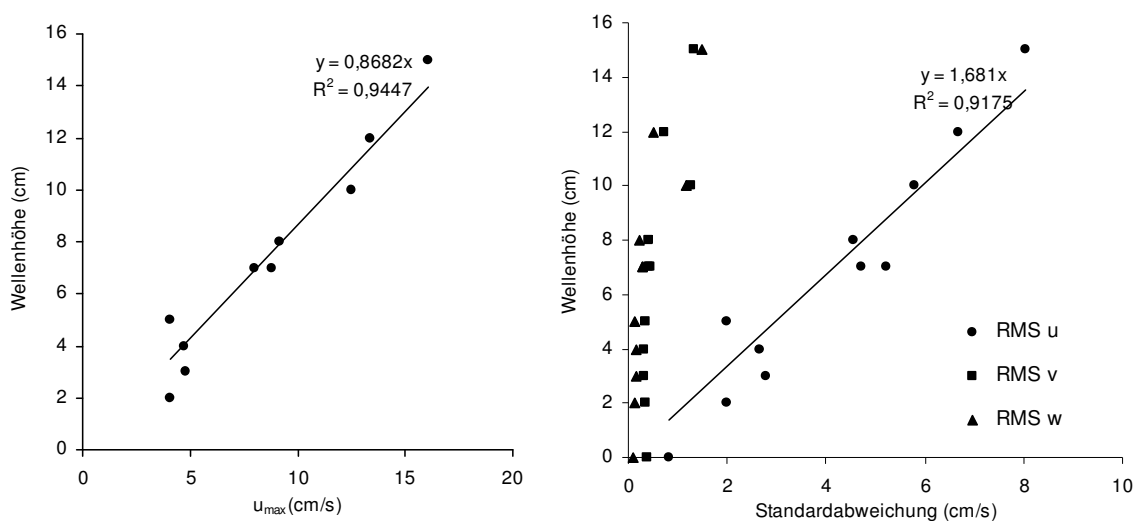
**Abb. 32.** (a) Gegenüberstellung der Werte der turbulenten kinetischen Energie bei ebener Sohle und Rippeln über Sediment 2 (Feinsand ohne Schlickanteil). (b) und (c) exponentielle Zunahme der turbulenten kinetischen Energie und des *Reynolds stress* mit zunehmender Hauptströmung. Die gestrichelten Linien weisen die kritischen Zustände für den Bewegungsbeginn der beiden Sedimenttypen aus.

Die Sohlschubspannung  $\tau_{lke}$  wird anhand der aus den Geschwindigkeitsfluktuationen der drei Strömungsvektoren berechneten turbulenten kinetischen Energie  $tke$  (s. Gl. (7), Kap. 3.1.2) bestimmt (Soulsby 1983; Williams et al. 1999). Daraus ergeben sich für die beiden Sedimenttypen unter einseitig gerichteter Strömung kritische Sohlschubspannungen von  $0.19 \text{ N/m}^2$  für Sediment 1 und  $0.29 \text{ N/m}^2$  für Sediment 2.

### 5.2.2 Experimente mit oszillierender Strömung

Der besondere Unterschied der bodennahen Strömung unter Wellen im Vergleich zur einseitig gerichteten Strömung liegt in der kurzzeitigen Richtungsumkehr beim Durchlauf der Wellen. Die durch Wellen initiierten Sinusschwingungen der Wasseroberfläche versetzen die Wasserteilchen in Orbitalbewegungen. Dabei variiert sowohl die Richtung der horizontalen als auch der vertikalen Komponente der Strömung bei dem Durchlauf einer Welle. Unter dem Wellenkamm ist der Druck am größten, die Horizontalbewegung erreicht ein Geschwindigkeitsmaximum in Richtung der Wellenausbreitung. Unter dem Wellental ist der Druck am geringsten und die Horizontalströmung erreicht ein weiteres Maximum, aber entgegen der Wellenausbreitungsrichtung. Unter den Wendepunkten der Welle ist die horizontale Geschwindigkeit gleich null, die vertikale Strömungskomponente hingegen erreicht ihr Maximum. Im ersten Wendepunkt der Welle ist die Vertikalströmung nach oben gerichtet, im zweiten nach unten (Allen 1997).

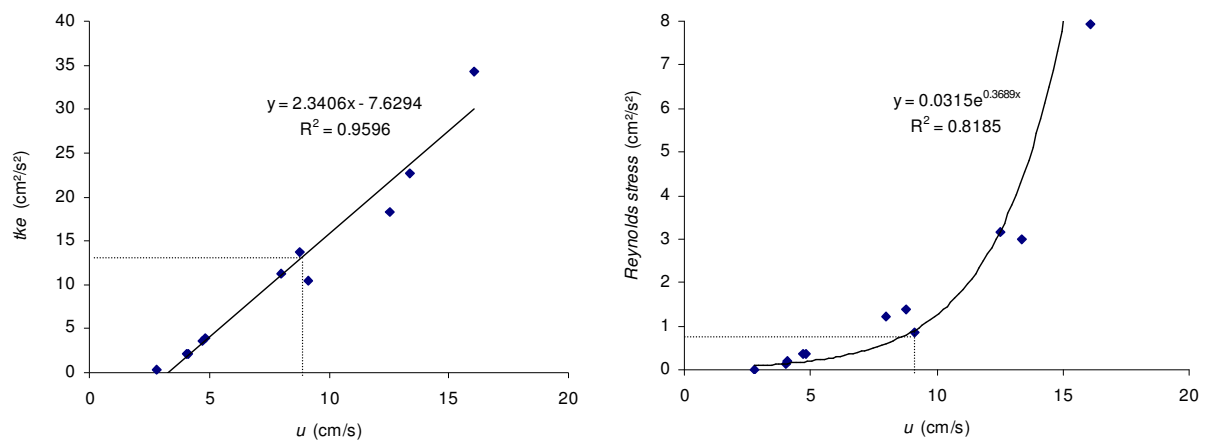
Die bodennahen Strömungsgeschwindigkeiten  $u$ ,  $v$  und  $w$  sowie deren Standardabweichungen zeigten eine lineare Abhängigkeit von der Wellenhöhe (Abb. 33). Mit zunehmender Wellenhöhe und Horizontalgeschwindigkeit an der Sohle nahm die Standardabweichung entlang der Laufrichtung der Wellen  $RMS\ u$  um den Faktor 10 zu. In den Richtungen quer zur Welle ( $v$ ) bzw. entlang der Vertikalen ( $w$ ) fand eine Verdopplung der Standardabweichung statt (Abb. 33).



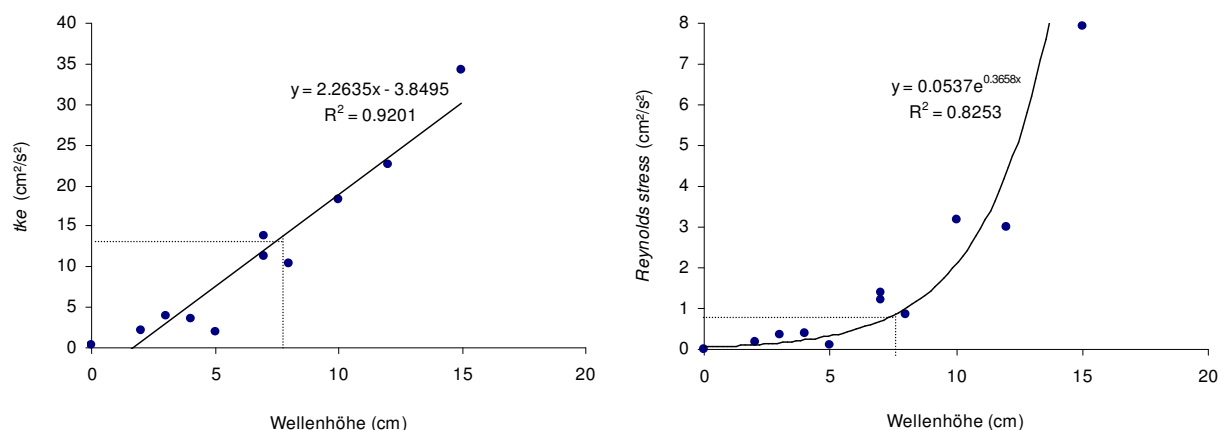
**Abb. 33.** Abhängigkeit der maximalen Horizontalgeschwindigkeit und der Standardabweichung der drei Strömungsvektoren von der Wellenhöhe, gemessen 0.5 cm über der Sedimentsohle, Wassertiefe 50 cm.

Die turbulente kinetische Energie  $tke$  stieg unter Welleneinwirkung im Vergleich zu den Strömungsversuchen auf einen bis zu 10-fach höheren Wert bei gleicher horizontaler Strömungsgeschwindigkeit an (Abb. 34). Bei Orbitalgeschwindigkeiten von 15 cm/s erreichte die  $tke$  unabhängig vom Sedimenttyp unter Welleneinwirkung  $25 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  (Abb. 34).

Während die turbulente kinetische Energie eine lineare Abhängigkeit von der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit zeigte, trat bei dem *Reynolds stress* ein exponentieller Anstieg auf. Beim Erreichen der für die Korngröße des verwendeten Sedimentes geltenden kritischen Strömungsgeschwindigkeit von 8,5 bis 9 cm/s lagen die Werte für die turbulente kinetische Energie bei etwa 12 bis 13  $\text{cm}^2/\text{s}^2$ . Der kritische *Reynolds stress* lag bei  $0,9 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  (Abb. 34). Die für diese Werte geltende kritische Wellenhöhe bei einer Wassertiefe von 50 cm betrug 8 cm (Abb. 35).



**Abb. 34.** Abhängigkeit der turbulenten kinetischen Energie  $tke$  (links) und des *Reynolds stress* (rechts) bei steigender Horizontalgeschwindigkeit  $u$  unter Wellen. Wassertiefe 50 cm. Die  $tke$  weist eine lineare, der *Reynolds stress* eine exponentielle Abhängigkeit auf. Die Linien markieren die kritischen Bedingungen für den Bewegungsbeginn.

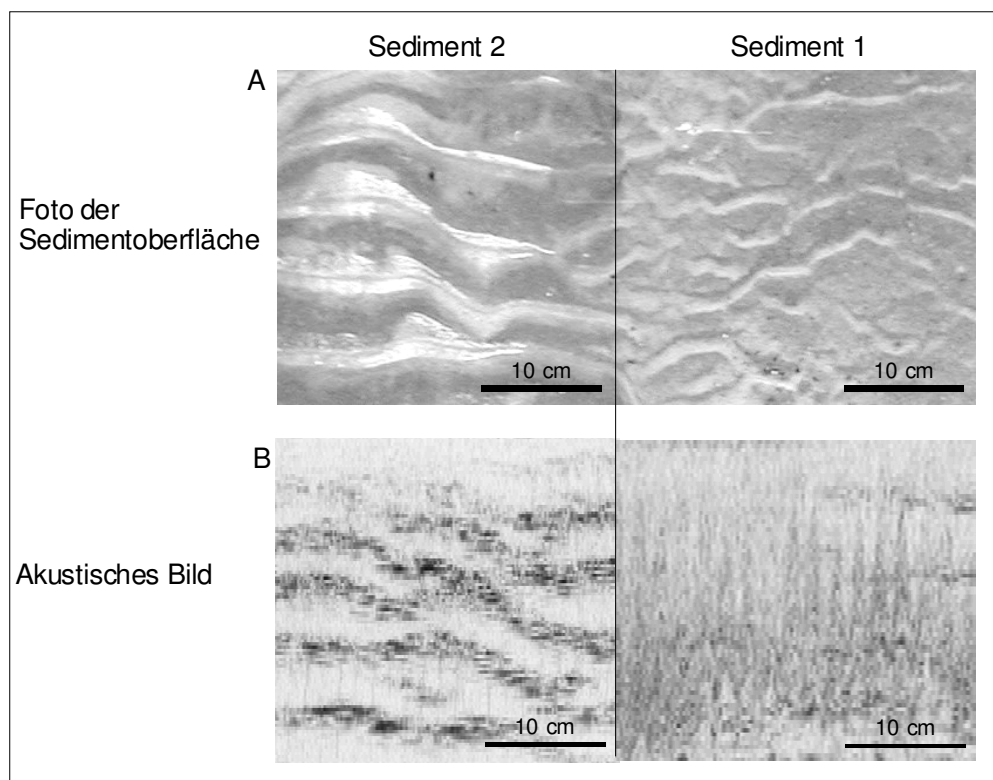


**Abb. 35.** Abhängigkeit der  $tke$  (links) und des *Reynolds stress* (rechts) von der Wellenhöhe bei einer Wassertiefe von 50 cm. Bei einer Wellenhöhe von 8 cm werden die für den Transportbeginn kritischen Turbulenzparameter erreicht (gestrichelte Linie).

Erste Partikelbewegungen an der Sohle fanden im Feinsand ohne Schlick (Sediment 2) bei einer Orbitalgeschwindigkeit  $u_{\max}$  von etwa 9 cm/s statt. Damit zeigt sich eine hohe Übereinstimmung mit dem nach Flemming (2005) berechneten Wert für die für den einsetzenden Transport kritische Geschwindigkeit  $u_{\text{crit}}$  von 9,47 cm/s für Wellen mit einer Periode  $T=2$  s und einer Korngröße von  $d_{50}=0,125$  mm.

Bei einer Wellenhöhe von 7 cm und einer Periode von 2 s bildeten sich Oszillationsrippeln mit 4 cm Kammabständen und 1,5 cm Höhe (Abb. 36A, links). Auch bei dem Schlick enthaltenden Sediment (Sediment 1) lagen die ersten Sohlbewegungen etwa in der gleichen Größenordnung der Maximalgeschwindigkeiten. Die entstandenen Sohlformen unterschieden sich aber in ihrer Geometrie von denen des reinen Feinsandes. Die deutlich kleineren Strukturen hatten Rippelhöhen von nur 0,5 cm und entsprechend geringere Kammabstände von 2-3 cm (Abb. 3A, rechts).

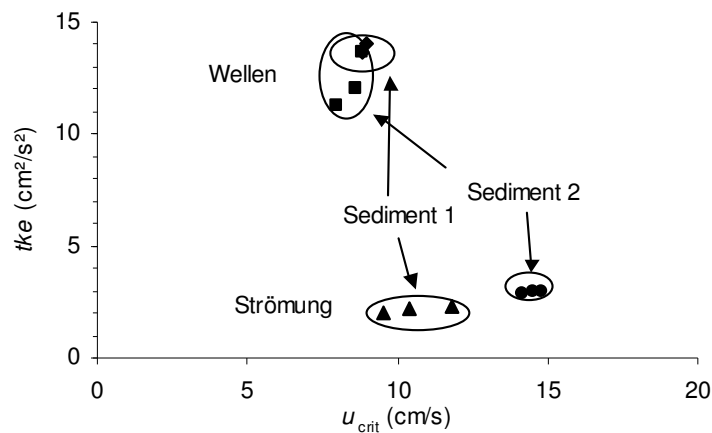
Die Auflösung flacher Sohlformen im Sonarbild war bei diesen Versuchsreihen nicht immer ideal. Während die Oszillationsrippeln im reinen Feinsand durch den Wechsel von Reflektor (dunkel) und akustischem Schatten (hell) gut aufgelöst werden (Abb. 36B links), ist das Bodensignal des schlickhaltigen Sedimentes mit seiner flachen Morphologie überprägt von dem Rückstreuungssignal der in der bodennahen Wassersäule oszillierenden Suspensionsfracht, so dass eine Strukturerkennung kaum möglich war (Abb. 35B rechts).



**Abb. 36.** Optische (A) und akustische (B) Aufnahmen der beiden Sedimentoberflächen nach einem Experiment mit oszillierender Strömung. Laufrichtung der Welle und Blickrichtung des Sensors (in B) von oben nach unten. Rippeln im Feinsand (links) werden im Sonarbild klar dargestellt, während das Signal der nur 5 mm hohen Sohlformen des schlickhaltigen Sedimentes (rechts) nur schlecht aufgelöst wird.



Unter dem Einfluss von Wellen traten bei beiden Sedimenttypen erste Sohlbewegungen bei geringeren Fließgeschwindigkeiten als unter einseitig gerichteter Strömung (Tab. 2). Ausschlaggebend dafür war die turbulente kinetische Energie  $tke$ , die in der welleninduzierten Strömung bei gleicher horizontaler Strömungsgeschwindigkeit um den Faktor 6 bis 7 höher lag. Das schlickhaltige Sediment wurde unter Wellen geringfügig später mobilisiert als der reine Feinsand, anders als in der einseitig gerichteten Strömung (Abb. 37). In Tabelle 2 sind die gemessenen kritischen Parameter bei Transportbeginn für beide Sedimenttypen zusammengestellt.



**Abb. 37.** Kritische Fließgeschwindigkeiten und Turbulenzintensitäten für den Bewegungsbeginn beider Sedimenttypen unter Strömung und Wellen

**Tab. 2.** Übersicht der in den Laborversuchen ermittelten Schwellwerte für den einsetzenden Partikeltransport

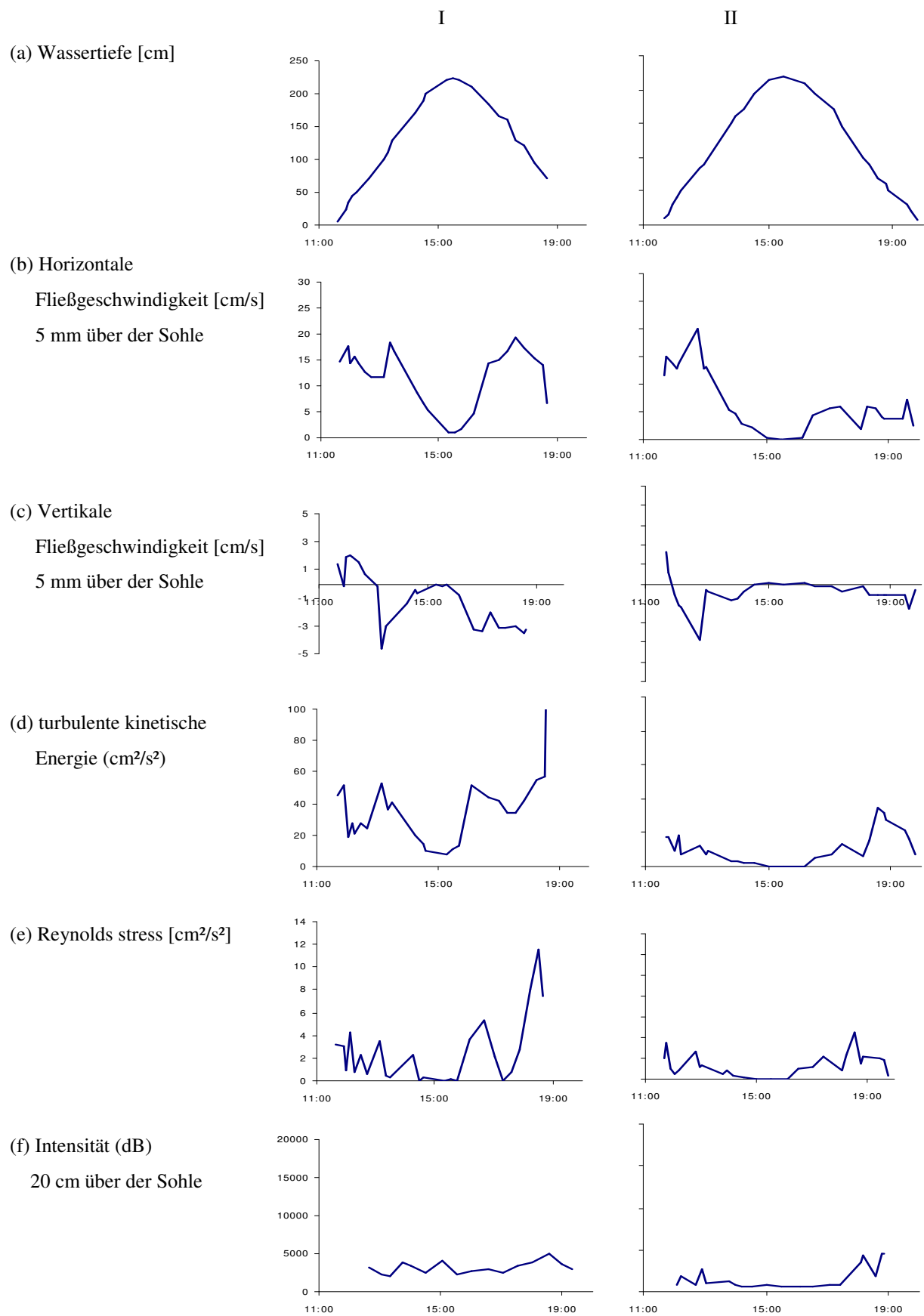
		Sediment 1 Anteil <63µm: 6%	Sediment 2 Anteil <63µm: 0%
einseitig gerichtete Strömung	$u_{crit}$ (cm/s)	9.55 - 11.85	14.18 - 14.8
	$tke$ (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	2	3
	<i>Reynolds stress</i> (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	0.06	0.2
	$\tau_{tke}$ (N/m <sup>2</sup> )	0.19	0.29
Wellen	$u_{crit}$ (cm/s)	8.8 - 9.4	8 - 8.8
	$tke$ (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	12	13.7
	<i>Reynolds stress</i> (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	1.28	1.4
	$\tau_{tke}$ (N/m <sup>2</sup> )	1.14	1.3

## 6 Ergebnisse der *in situ* Messungen im Watt

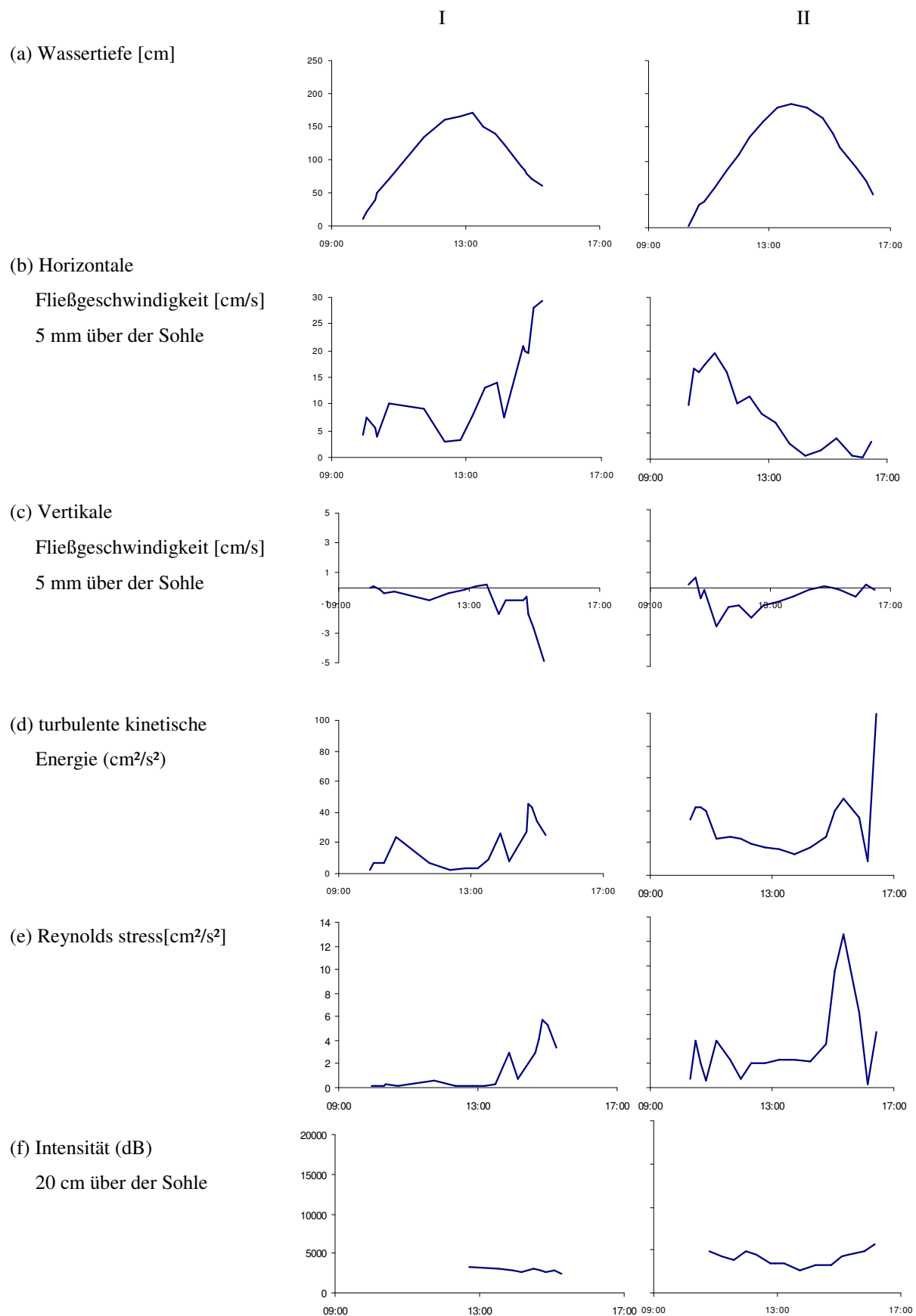
Die Höhenlage der drei ausgewählten Messflächen beträgt zwischen -60 cm NN auf dem Neuharlingersieler Nacken und der Gröninger Plate und 20 cm NN auf dem Spiekerooger Inselwatt. Die Überflutungsphase deckt etwa 75 % bzw. 40 % des Tidenhubs ab. Entsprechend der Überflutungsdauer variierte die Messzeit auf den drei ausgewählten Wattflächen zwischen 6 und 8 Stunden. Bei Stauhochwasser betrug die Wassertiefe zwischen 160 und 220 cm. Diese Differenzen resultieren aus der Summe der topographischen Unterschiede und Windstauwirkungen, die den Wasserstand erhöhen oder reduzieren. Die drei Messflächen zeigen symmetrische Tiden, es existiert also keine zeitliche Dominanz von Flut- oder Ebbstrom (Abb. 38a, 39a, 40a). Windinduzierte Wasserstandsänderungen wirken sich lediglich auf die Höhe des maximalen Wasserstandes bei Stauhochwasser aus.

Generell liegen die bodennahen maximalen Fließgeschwindigkeiten bei halbem Wasserstand des Flut- und Ebbstroms bei 20 cm/s. Zum Zeitpunkt des Stauhochwassers kommt es für wenige Minuten zum Stillstand der Strömung, bevor sich die Fließrichtung umkehrt. Sowohl bei den maximalen Strömungsgeschwindigkeiten als auch bei der Wasserstandshöhe zeigen sich grundsätzlich keine Unterschiede zwischen den drei Messflächen. Bei höheren Windgeschwindigkeiten kommt es in Abhängigkeit von der Windrichtung und -stärke zu einer Abschwächung oder Verstärkung des Tidestroms. Die mittlere horizontale Fließgeschwindigkeit wird dadurch um bis zu 15 cm/s reduziert bzw. erhöht.

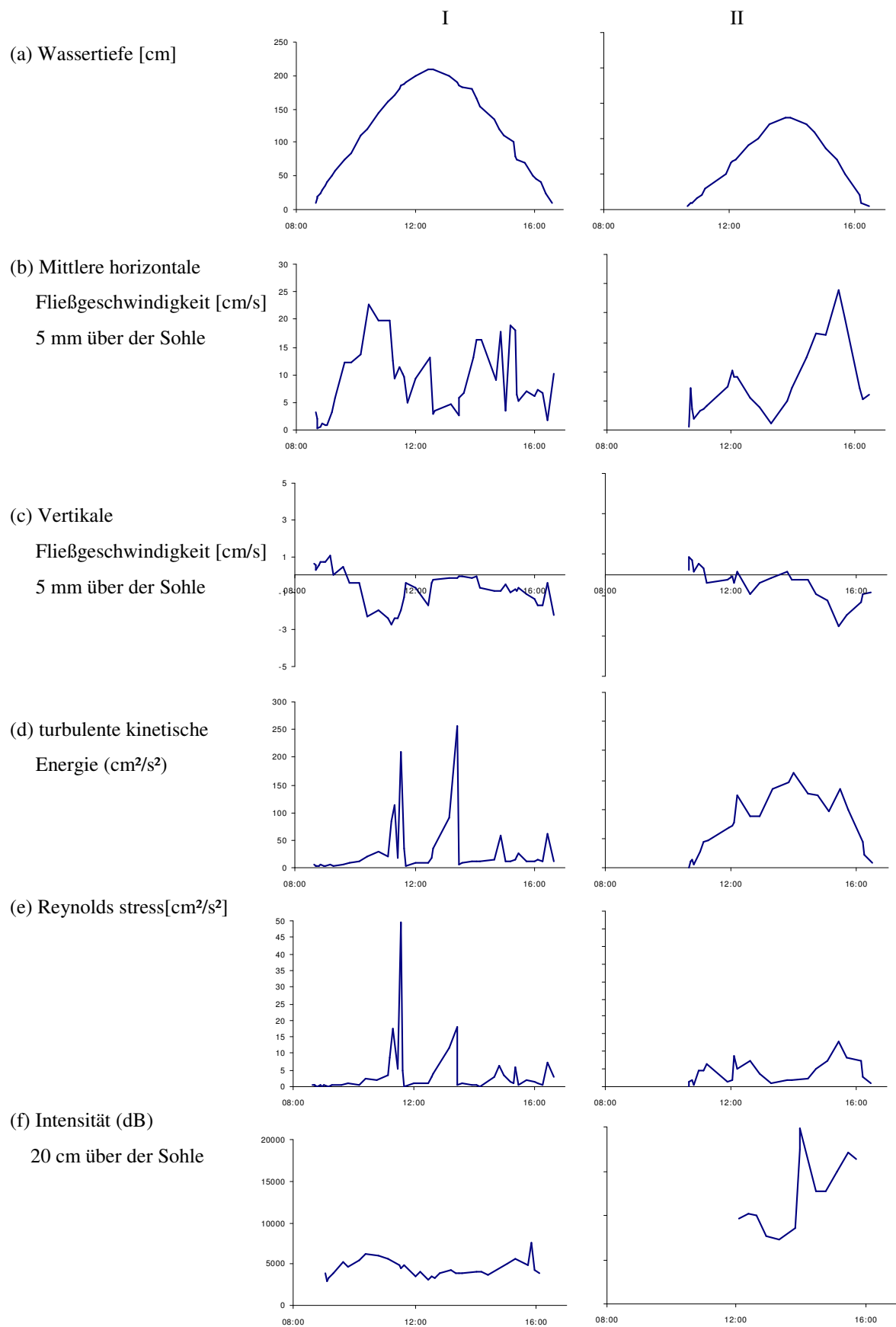
Die turbulente kinetische Energie (*tke*) und den *Reynolds stress* folgen dem Muster der Fließgeschwindigkeit. Maximalwerte der *tke* von bis zu 50 cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> treten bei halbem Wasserstand auf. Entsprechendes gilt für den *Reynolds stress*. Bei Stauhochwasser gehen *tke* und *Reynolds stress* auf annähernd Null zurück. Ein Abweichen ist allerdings unter Welleneinwirkung zu beobachten. Hier wurde zum Zeitpunkt der maximalen Wellenhöhe bei Stauhochwasser eine Turbulenzintensität von maximal 300 cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> erreicht. Wie sich diese Strömungsparameter auf die Sedimentsohle auswirken, ist anhand der relativen Suspensionsdichte im Verlauf der Überflutungsphase zu erkennen. Ein Grundsignal der Rückstreuintensität weist auf die ständig in Suspension befindlichen Partikel hin, die auf den Flächen nicht zur Ablagerung gelangen. Sie werden bei beginnender Überflutung entweder an den Prielkanten mobilisiert und weitergetragen oder befinden sich bereits als Trübstoffe in der Wassersäule und zirkulieren mit der Tide. Bei lokaler Erosion entstehen im Rückstreusignal Intensitätsmaxima, die sich von dem Grundrauschen deutlich differenzieren lassen. Diese *peaks* treten aber nur bei hoher Turbulenzintensität unter Welleneinwirkung auf. In Kapitel 6.2 wird detailliert auf die speziellen Effekte unter Welleneinfluss eingegangen.



**Abb. 38.** Hydrodynamik während jeweils einer Überflutungsphase auf der Gröninger Plate von August 2002 (I) unter wellendominierten Bedingungen bei Windstärke 4-5 aus ENE und Juni 2003 (II) ohne Windeinfluss.



**Abb. 39.** Hydrodynamik während jeweils einer Überflutung auf dem Spiekerooger Inselwatt, 12.8.2003 (I) ohne Windeinfluss und 13. 8.2003 (II) unter wellendominierten Bedingungen bei Windstärke 4-5 aus W



**Abb. 40.** Hydrodynamik während jeweils einer Überflutungsphase auf dem Neuharlingsieler Nacken, September 2003 (I) ohne Windeinfluss und März 2004 (II) unter wellendominierten Bedingungen bei Windstärke 5-6 aus NE

## 6.1 Tidendominierte Bedingungen

Der Vergleich der Messreihen ohne Windeinfluss (Abb. 38 II, 39 I, 40 I) lässt erkennen, dass bereits ohne Wellen die für den Sedimenttransport wichtigen hydraulischen Parameter standortabhängig erheblich schwanken. Die Ursache dafür ist die Lage der Flächen hinsichtlich ihrer hydraulischen Exponiertheit. Während das Spiekerooger Inselwatt und die Gröninger Plate im Schutz der Insel bzw. nahe an der Wattwasserscheide in energiearmen Wattgebieten liegen, ist der Neuharlingersieler Nacken mit seiner Lage nahe der zwei Hauptpriele stark exponiert gelegen (s. Abb. 1). Auf dem Neuharlingersieler Nacken wirkt daher eine Überlagerung verschiedener Strömungen, die komplexere hydraulische Muster erzeugt als auf den beiden Vergleichsflächen.

### 6.1.1 Bodennahe Strömungsgeschwindigkeit

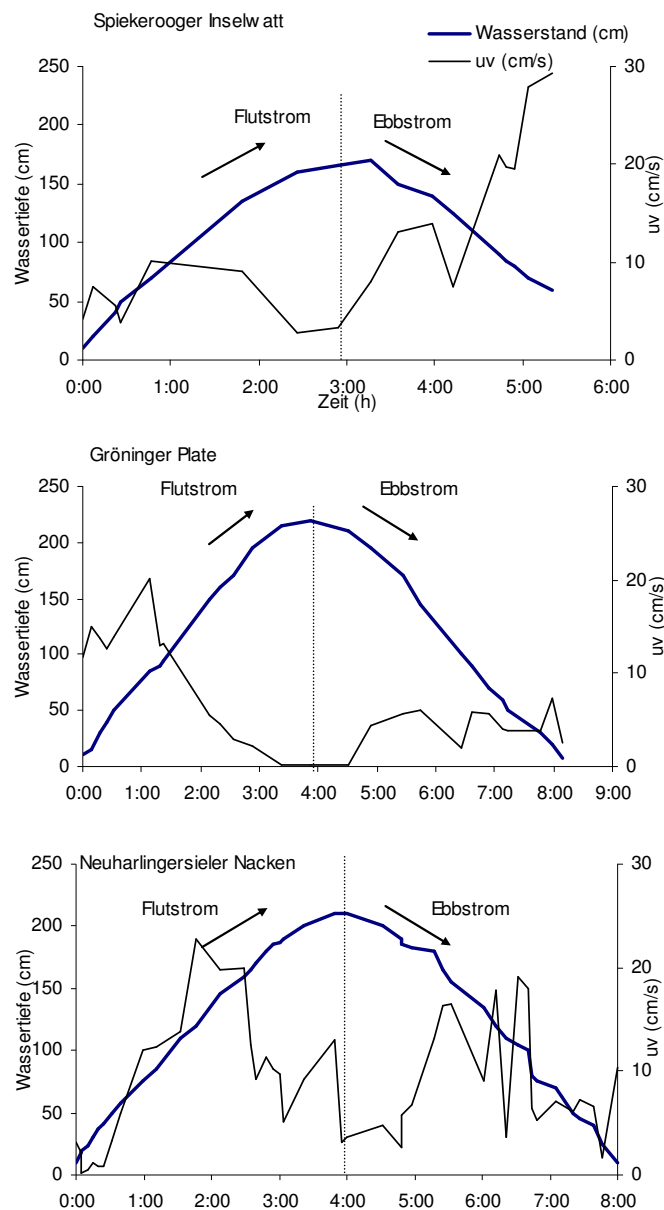
Trotz der zeitlichen Symmetrie der Tidephasen auf den Wattflächen ist die Fließgeschwindigkeit des Flutstroms in der Regel höher als die des Ebbstroms. Die bodennahe Fließgeschwindigkeit im Ebbstrom erreicht meist nur 30% der Flutstromgeschwindigkeit. Die im Laborversuch ermittelte kritische bodennahe Fließgeschwindigkeit von 14 cm/s wird auf allen untersuchten Flächen durch die Tidenströmung überschritten, ohne dass es zu einer signifikanten Sedimentumlagerung kommt. Es hat sich gezeigt, dass nicht die mittlere Geschwindigkeit, sondern die Fluktuation der Strömung, insbesondere der vertikalen Strömungskomponente, ein wichtiger Parameter für die Sedimentmobilisierung ist. Die Standardabweichung der vertikalen Strömungskomponente  $\sqrt{w'^2}$  erreicht bei Stauhochwasser ohne Welleneinwirkung 2 cm/s, bei wellendominanten Bedingungen liegt sie bei bis zu 9 cm/s.

Auf allen drei Messflächen stiegen die 10-minütigen Mittelwerte der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit  $\overline{uv}$  von Beginn der Überflutung bis zu einem Maximum bei halbem Wasserstand, etwa zwei Stunden vor Stauhochwasser. Die maximalen gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten 5 mm über der Sohle betrugen dabei zwischen 20 und 25 cm/s. Die Wassertiefe lag dann bei ca. 150 cm. Danach nahm die Strömungsgeschwindigkeit ab, um bei Stauhochwasser ein Minimum zu erreichen. Auf dem Neuharlingersieler Nacken wies die Strömungsgeschwindigkeit im Gegensatz zu den anderen Flächen mehrere ausgeprägte Maxima während der Überflutungszeit auf (Abb. 41).

Auf der Gröninger Plate trat eine asymmetrische bodennahe Strömung mit Flutstromdominanz auf (Abb. 41). Die höchsten Geschwindigkeiten im 10-minütigen Mittel wurden bei halbem Wasserstand mit 21 cm/s gemessen. Die Ebbströmung dagegen erreichte kaum noch 10 cm/s. Abweichend davon dominierte auf dem Spiekerooger Inselwatt der Ebbstrom mit bis zu 30 cm/s im 10-minütigen Mittel.

Die Fließgeschwindigkeit nahm abweichend von den anderen Flächen mit abnehmender Wassertiefe zu (Abb. 41 unten).

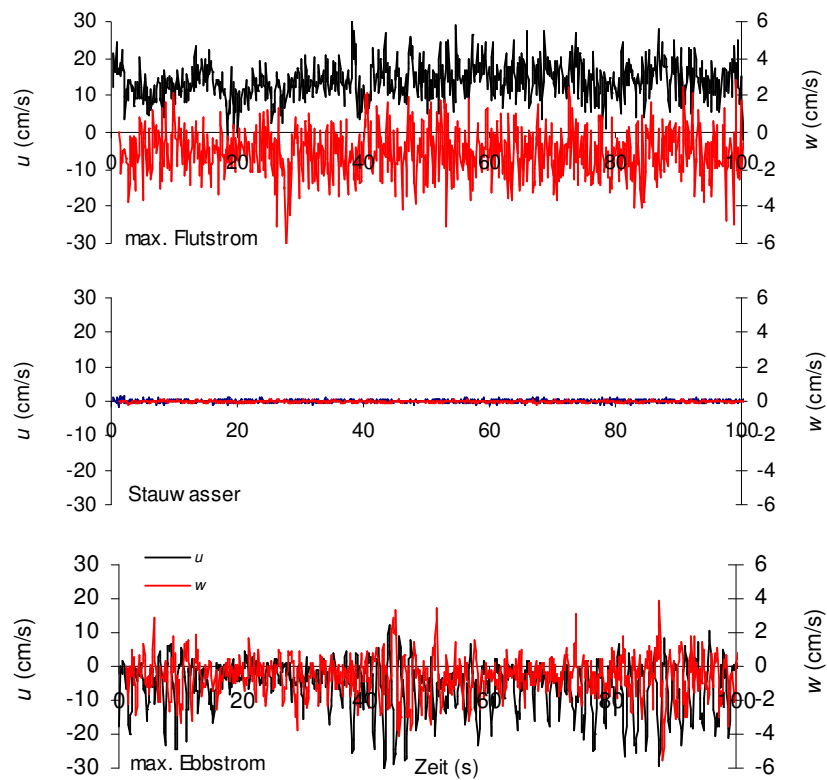
Für den Gezeitenbereich wird für die Erhebung von Strömungsdaten üblicherweise die Betrachtung der Mittelwerte der Fließgeschwindigkeit über einen Zeitraum von 10 Minuten vorgeschlagen (Soulsby 1980). Für eine lokale Sedimentmobilisierung können aber bereits sehr kurzzeitig auftretende Geschwindigkeitsmaxima ausschlaggebend sein. Die Darstellung der mit 10 Hz aufgezeichneten Strömungsdaten (Abb. 42) zeigt am Beispiel der Gröninger Plate, dass im Ebbstrom durchaus Geschwindigkeiten von bis zu 30 cm/s auftreten. Auf dieser Wattfläche wurde aber trotzdem keine komplette Mobilisierung der Sedimentsohle erreicht (s. Kap. 6.1.4).



**Abb. 41.** Wasserstandskurven und horizontale Fließgeschwindigkeiten  $uv$  (0,5 cm über der Sohle) auf den drei Messflächen bei ruhigen Wetterverhältnissen.

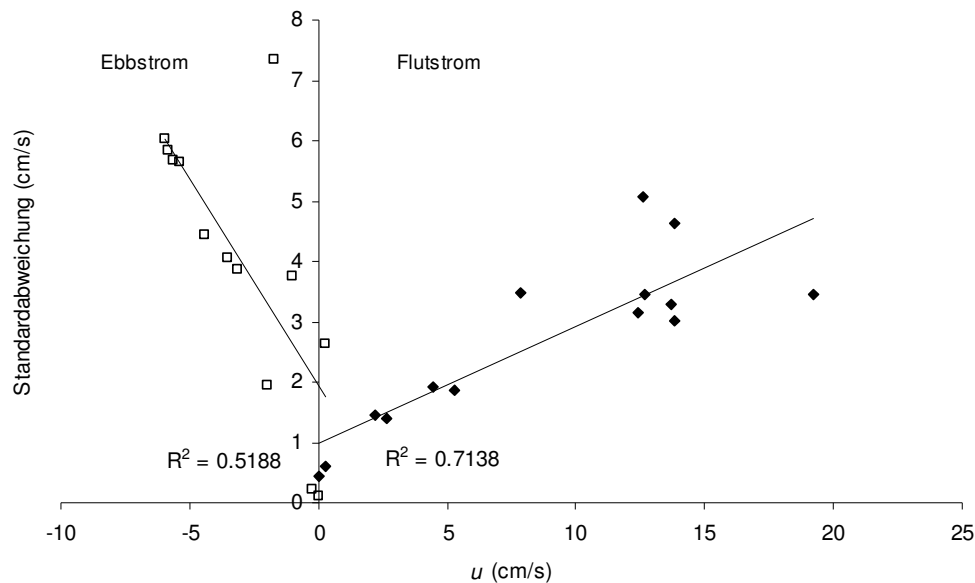
Zeitreihen über 100 sec der horizontalen und der vertikalen Fließgeschwindigkeiten auf der Gröninger Plate verdeutlichen die unterschiedlichen Strömungsregimes 0.5 cm über der Sohle bei maximalem Gezeitenstrom und bei Stauhochwasser (Abb. 42). Negative Werte der horizontalen Strömung  $u$  zeigen die Richtungsumkehr des Tidenstroms bei Ebbe an. Negative Werte der Vertikalströmung  $w$  entstehen durch die in *sweeps* ausgelösten, nach unten gerichteten Impulse. Diese kurzzeitigen Turbulenzphänomene erzeugten Vertikalgeschwindigkeiten bis zu 6 cm/s (Abb. 42).

Die Größe der Standardabweichung steht sowohl auf der Gröninger Plate als auch auf dem Spiekerooger Inselwatt in linearer Korrelation mit der mittleren horizontalen Strömungsgeschwindigkeit (Abb. 43). Diese Abhängigkeit war auf dem Neuharlingersieler Nacken nicht erkennbar.



**Abb. 42.** Fluktuation der bodennahen horizontalen Strömungskomponente  $u$  (schwarz) und der vertikalen Strömungskomponente  $w$  (rot) auf der Gröninger Plate bei maximalem Flutstrom (oben), Stauwasser (Mitte) und maximalem Ebbstrom (unten). Zeitreihen über jeweils 100 s.

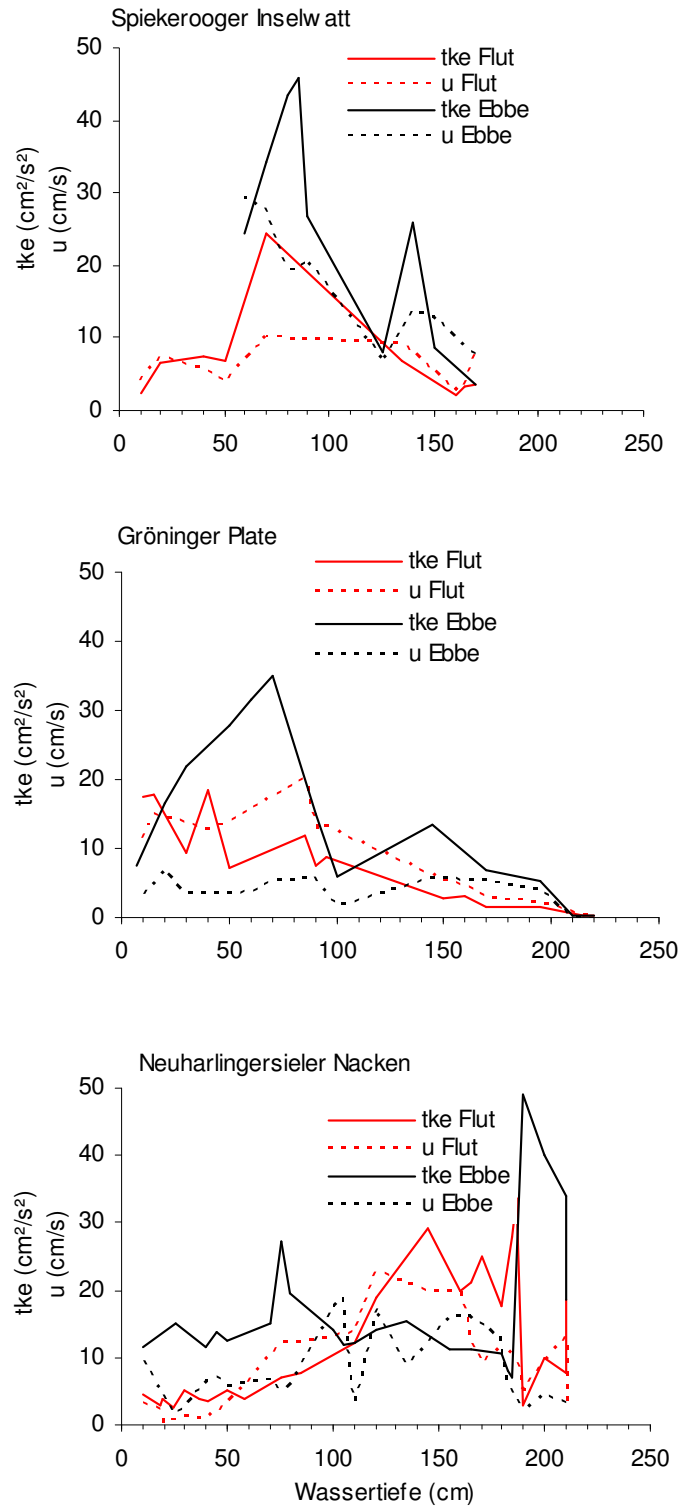




**Abb. 43.** Die Standardabweichung der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit  $u$  steigt mit zunehmender Geschwindigkeit linear an (Beispiel Gröninger Plate). Obwohl die Strömungsgeschwindigkeit im Flutstrom höhere Werte erreicht, liegt die Standardabweichung im Ebbstrom höher und erzeugt größere Turbulenzen (vgl. Abb. 44).

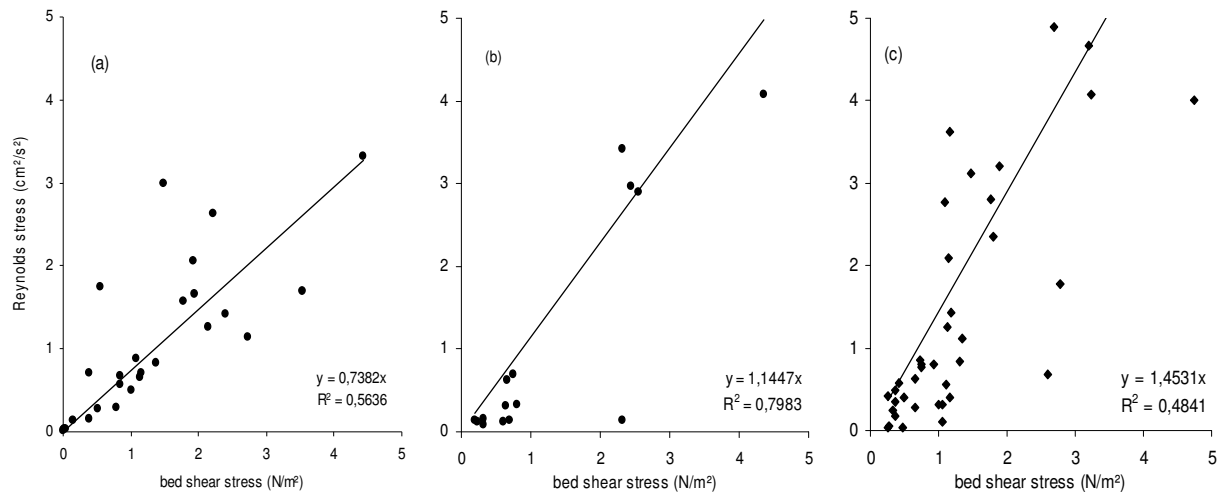
### 6.1.2 Turbulente kinetische Energie und *Reynolds stress*

Die turbulente kinetische Energie  $tke$  erreichte unter Tideströmung ohne Wellentätigkeit auf allen drei Flächen Maximalwerte zwischen 35 und 50  $\text{cm}^2/\text{s}^2$ . Diese Spannbreite ist im Vergleich zu der unter Welleneinfluss auftretenden sehr gering. Die zeitliche Veränderung der  $tke$  (Abb. 44) zeigt auf allen drei Flächen einen ähnlichen Verlauf. Die Höchstwerte treten im Ebbstrom bei Wassertiefen von etwa 70 cm bei maximalen Fließgeschwindigkeiten auf (vgl. Abb. 41). Bei auflaufendem Wasser erreichte die  $tke$  generell nicht die im Ebbstrom gemessenen Werte. Im Flutstrom traten auf dem Spiekerooger Inselwatt und der Gröninger Plate die höchsten Werte von Beginn der Überflutung an bis zu einer Wassertiefe von etwa 50 cm auf. Übereinstimmend nahm die  $tke$  mit steigender Wassertiefe ab und erreichte bei Stauhochwasser ein Minimum zwischen 0 und 5  $\text{cm}^2/\text{s}^2$ . Auf dem Spiekerooger Inselwatt existierte ein direkter Zusammenhang der Fließgeschwindigkeit mit den Turbulenzwerten (Abb. 44). Auf der Gröninger Plate traten dagegen die höchsten  $tke$ -Werte bei sehr niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten im Ebbstrom auf, während im Flutstrom eine hohe Übereinstimmung der Parameter existierte. Anders verhielt es sich auf dem Neuharlingersieler Nacken, wo eine Zunahme der  $tke$  mit steigender Wassertiefe auftrat. Abweichend von den beiden anderen Standorten trat hier ein drittes Maximum um Stauhochwasser herum auf (Abb. 44).



**Abb. 44.** Turbulente kinetische Energie  $tke$  und bodennah gemessene Tidenströmung  $u$  in Abhängigkeit von der Wassertiefe auf den drei Messflächen. Auf dem Spiekerooger Inselwatt (oben) existiert ein direkter Zusammenhang der Fließgeschwindigkeit mit den Turbulenzwerten. Auf der Gröninger Plate (Mitte) treten dagegen die höchsten  $tke$ -Werte bei sehr niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten im Ebbstrom auf, während im Flutstrom eine hohe Übereinstimmung der Parameter existiert. Auf dem Neuharlingersieler Nacken treten keine direkten Abhängigkeiten auf. Auffallend sind hier die hohen  $tke$ -Werte bei Stauhochwasser.

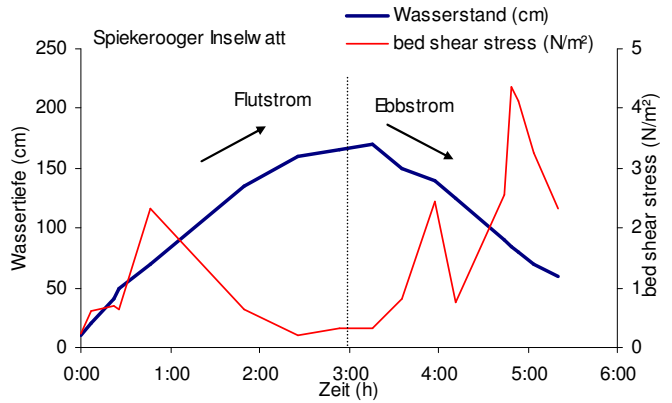
Die Sohlschubspannung  $\tau_{tke}$  wurde mit der Gleichung (7) berechnet (Williams et al. 1999). *Reynolds stress* und Sohlschubspannung korrelieren linear miteinander (Abb. 45).



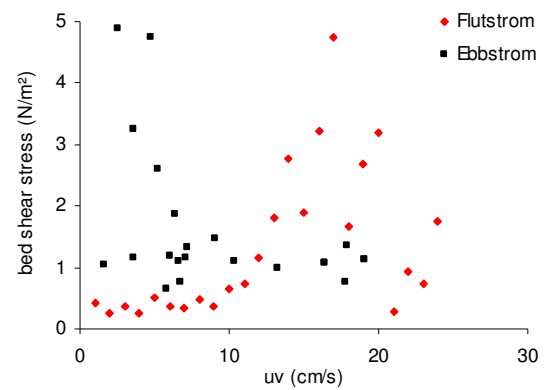
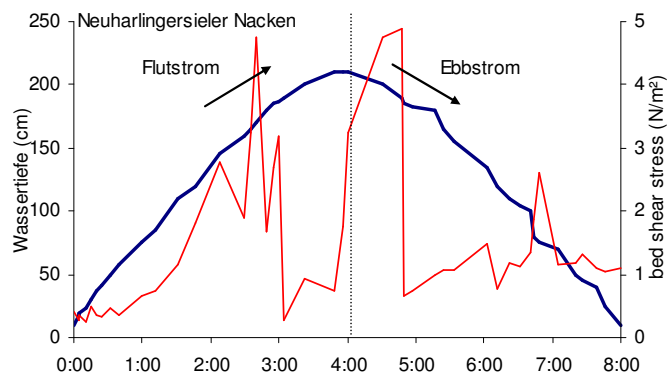
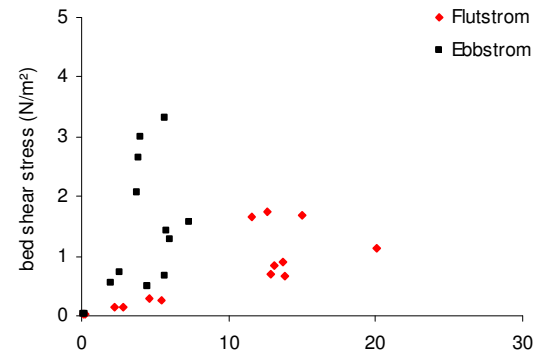
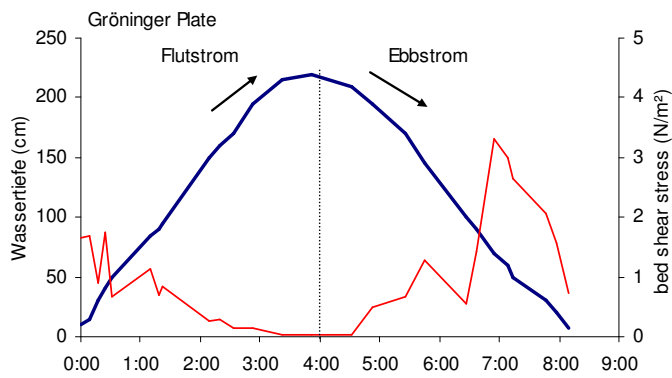
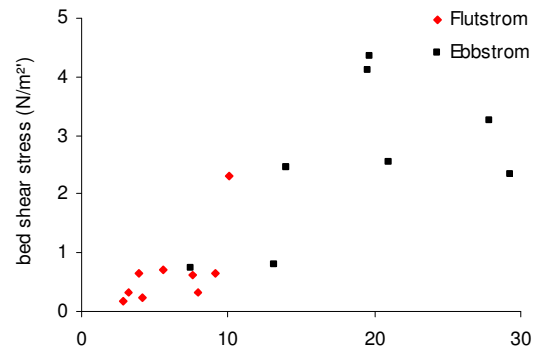
**Abb. 45.** Sohlschubspannung (*bed shear stress*) und *Reynolds stress* zeigen auf allen Flächen eine lineare Korrelation. (a) Gröninger Plate, (b) Spiekerooger Inselwatt, (c) Neuharlingersieler Nacken.

Die gemessenen maximalen Schubspannungen lagen zwischen 4,7 N/m<sup>2</sup> auf dem Neuharlingersieler Nacken und dem Spiekerooger Inselwatt und 3,3 N/m<sup>2</sup> auf der Gröninger Plate (Abb. 45). Trotz der ähnlichen Größenordnung der Werte weichen die Abhängigkeiten der Schubspannung von der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit standortbedingt voneinander ab (Abb. 46). Allen Flächen gemein ist aber das Auftreten der höchsten Werte im Ebbstrom, analog zur turbulenten kinetischen Energie (s. Abb. 44). Während auf dem Spiekerooger Inselwatt die Sohlschubspannung mit steigender Strömungsgeschwindigkeit sowohl im Flut- als auch im Ebbstrom zunimmt, trifft dieser Zusammenhang auf den beiden anderen Flächen nur für den Flutstrom zu. Im Ebbstrom sind hier die höchsten Schubspannungen bei einer Fließgeschwindigkeit von nur etwa 5 cm/s zu verzeichnen (Abb. 46). Dieser Zustand tritt bei geringen Wasserständen kurz vor dem Trockenfallen der Flächen auf (s. Abb. 41) und führt bei ausreichenden Schubspannungen zu einem Export der hochmobilen Schlickfraktion gegen Ende der Überflutungsphase.

(a)



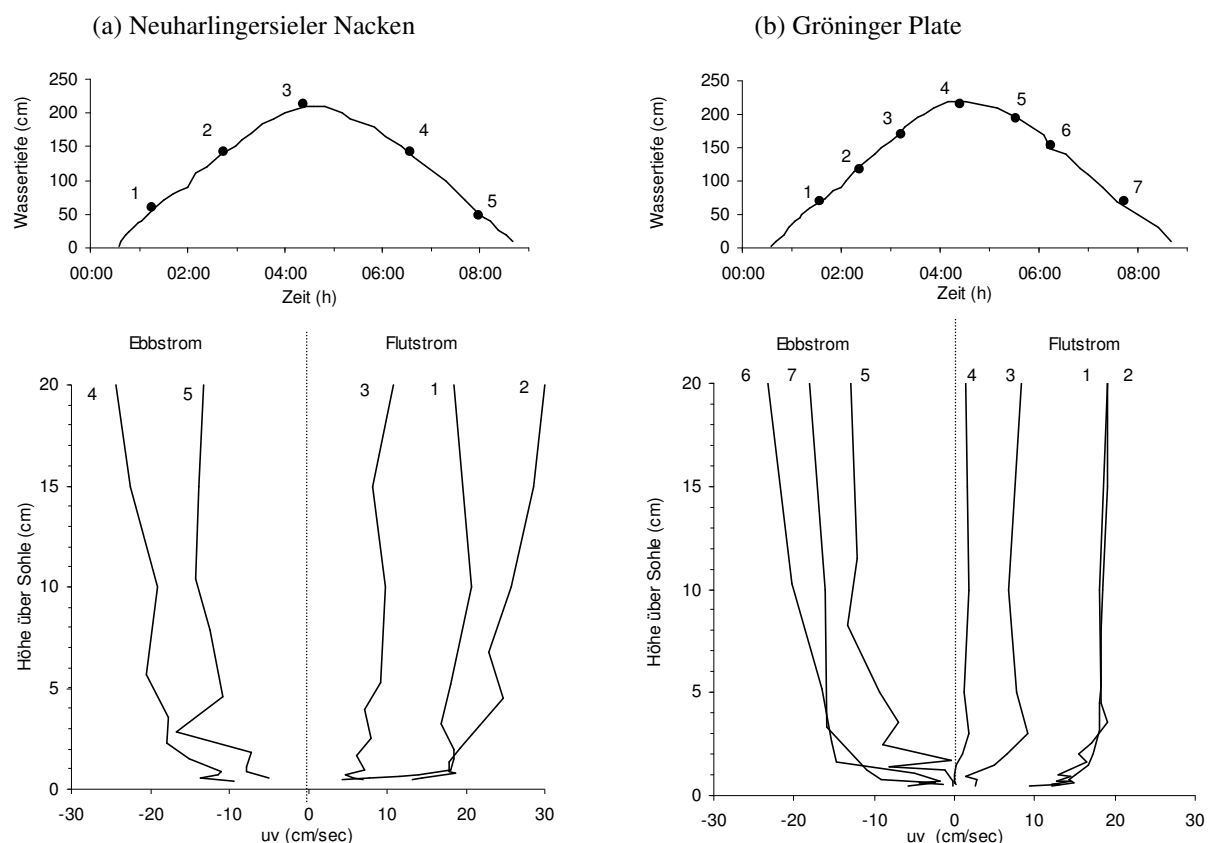
(b)



**Abb. 46.** Veränderung der Sohlschubspannung während der Überflutungsphase (a) und Abhängigkeit der Sohlschubspannung von der horizontalen Fließgeschwindigkeit (b).

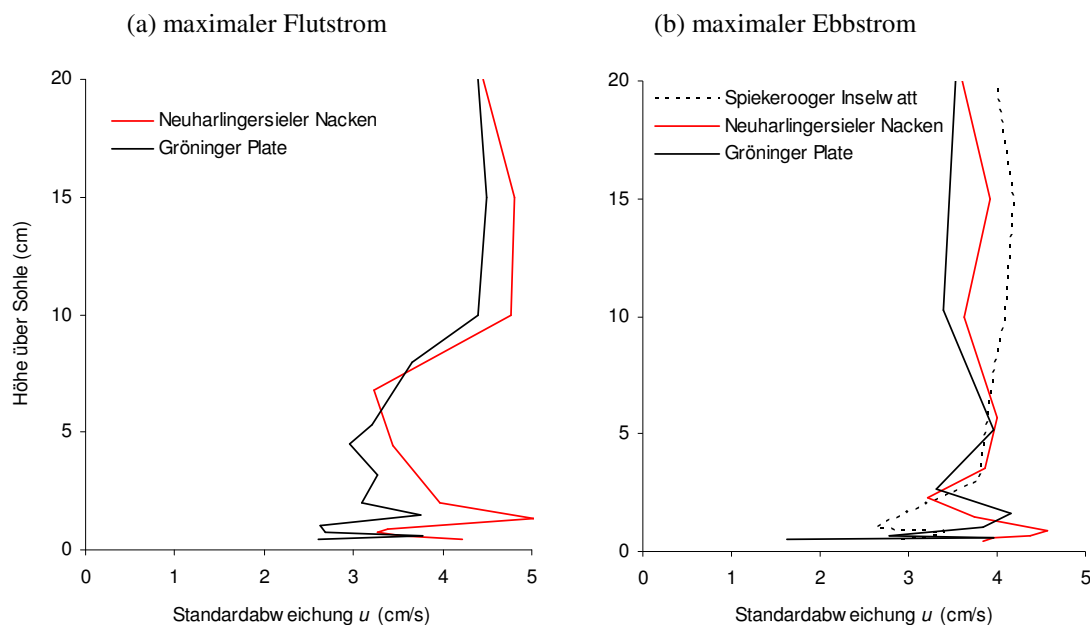
### 6.1.3 Hydraulische Parameter im Vertikalprofil

Der Geschwindigkeitsgradient der horizontalen Strömungskomponenten in der Wassersäule wird anhand von Vertikalprofilen verdeutlicht, die zu verschiedenen Zeitpunkten während der Überflutungsphase aufgezeichnet wurden. Im Bereich der unteren 20 cm über der Sohle zeigt das vertikale Strömungsprofil eine ausgeprägte Tidenabhängigkeit. Am Beispiel der Daten vom Neuharlingersieler Nacken und der Gröninger Plate (Abb. 47a) wird deutlich, dass das Strömungsprofil mit abnehmender Freistromgeschwindigkeit steiler wird. Die vertikale Geschwindigkeitsdifferenz ist im Ebbstrom nur unwesentlich stärker ausgebildet als im Flutstrom. Die Grenzschichtdicke liegt zwischen 0.7 und 1 cm. Sie ist im Flut- und im Ebbstrom identisch. Innerhalb dieses Bereiches nimmt die Geschwindigkeit von fast 0 cm/s auf bis zu 18 cm/s zum Zeitpunkt maximaler Geschwindigkeit zu. Dabei treten im Flutstrom bodennah höhere Geschwindigkeiten auf als im Ebbstrom. Oberhalb der Grenzschicht steigt die Fließgeschwindigkeit bis zum Zeitpunkt maximaler Strömung auf bis zu 30 cm/s bei einer Wassertiefe von etwa 140cm.



**Abb. 47.** Oben: Wasserstandkurven und Zeitpunkte der gemessenen Geschwindigkeitsprofile auf dem Neuharlingersieler Nacken (a) und der Gröninger Plate (b). Unten: Vertikalprofile der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit  $uv$  vom Neuharlingersieler Nacken und der Gröninger Plate

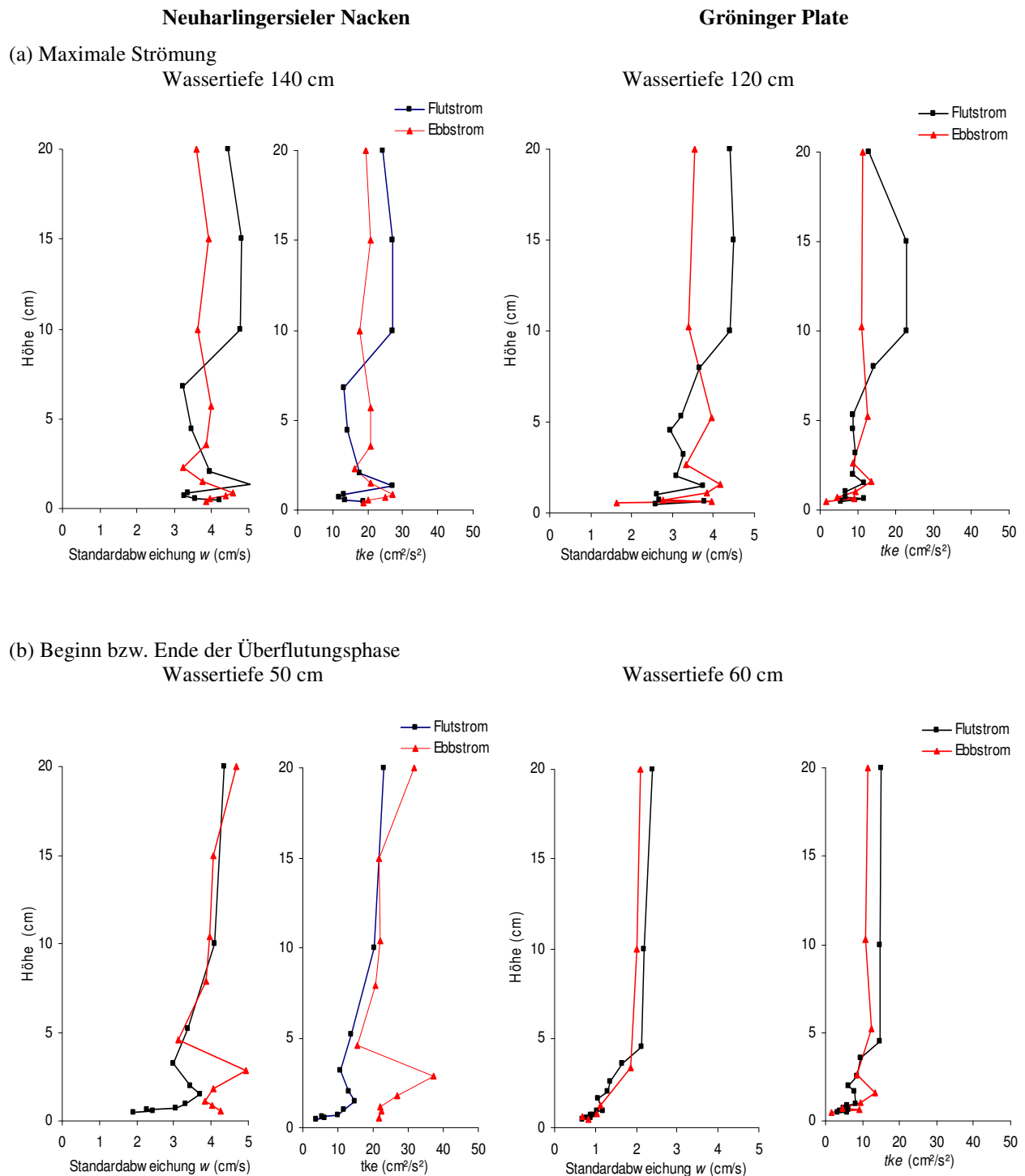
Die Fluktuation der Strömungsgeschwindigkeit entlang einzelner Strömungsvektoren im Vertikalprofil wird anhand deren Standardabweichung verdeutlicht. Am Beispiel des Zustandes zum Zeitpunkt maximaler Strömung im Flut- bzw. Ebbstrom, d.h. auch bei maximaler Geschwindigkeitsfluktuation, zeigt sich, dass das Vertikalprofil der Standardabweichung der horizontalen Hauptströmungskomponente  $u$  auf allen drei Flächen eine übereinstimmende Ausprägung aufweist (Abb. 48). Innerhalb der unteren 20 cm über der Sedimentsohle liegen die Werte zwischen 2 und 5 cm/s. Abhängig von der Sohlrauigkeit treten im Bereich der Grenzschicht höhere Standardabweichungen auf als in der oberen Wassersäule.



**Abb. 48.** Vertikalprofile der horizontalen Strömungsfluktuation, dargestellt durch die Standardabweichung von  $u$  im maximalen Flut- bzw. Ebbstrom auf den drei Messflächen

Die Standardabweichung der vertikalen Strömungskomponente  $w$  zeigt dieselbe Größenordnung wie die der horizontalen Strömungskomponenten (Abb. 49). Dabei treten im Ebbstrom bodennah höhere Strömungsschwankungen auf, während besonders im maximalen Flutstrom stärkere Standardabweichungen nur im Bereich oberhalb von 7 cm über der Sohle wirksam werden (Abb. 49a). Sowohl der Neuharlingersieler Nacken als auch die Gröninger Plate zeigen aber bezüglich ihrer bodennahen Strömungsgeschwindigkeit eine Flutdominanz (s. Abb. 41). Das lässt den Rückschluss zu, dass bei relativ geringen Ebbstromgeschwindigkeiten die Sohlrauigkeit die bodennahe Turbulenzintensität beeinflusst, so dass bei Wassertiefen von nur wenigen Zentimetern eine starke Durchmischung erfolgt (s. Abb. 44 und 46). Besonders auf dem Neuharlingersieler Nacken treten größere Unterschiede der  $tke$  zwischen dem Beginn und dem Ende der Überflutung auf (Abb. 49b), während auf der Gröninger Plate die Turbulenzunterschiede zwischen dem Zeitpunkt maximaler

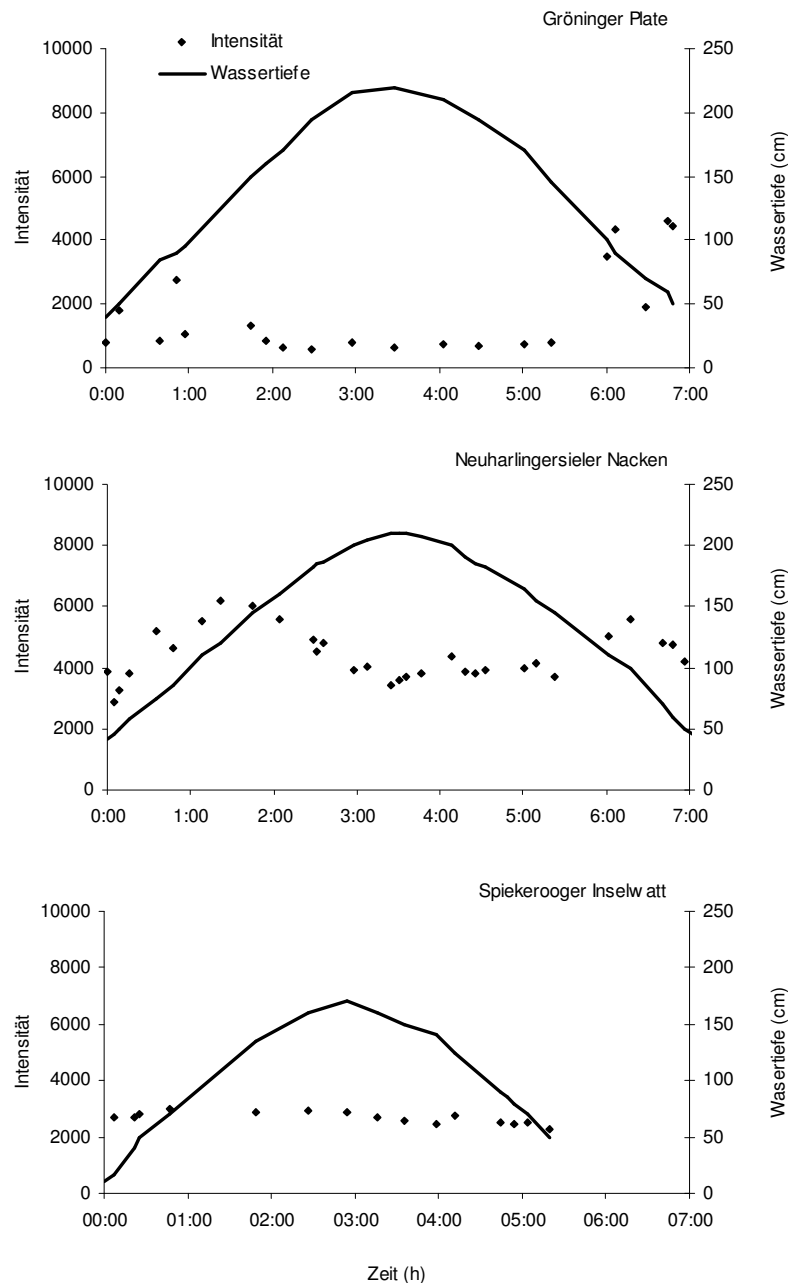
Strömung (Abb. 49a) und geringer Wassertiefe nur im oberen Teil des Vertikalprofils in Erscheinung treten. Die insgesamt geringen dreidimensionalen Strömungsfluktuationen sowie deren hohe Übereinstimmung erzeugen sehr geringe  $tke$ -Werte, die im gesamten Profil unter  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  (Abb.49) und damit in einem für die Sedimentmobilisierung subkritischen Bereich liegen.



**Abb. 49.** Standardabweichung der vertikalen Strömungskomponente  $w$  und turbulente kinetische Energie  $tke$  auf dem Neuharlingersieler Nacken (linke Spalte) und der Gröninger Plate (rechte Spalte), (a) bei maximaler Tidenströmung und (b) bei auf- bzw. ablaufendem Wasser.

#### 6.1.4 Sedimentmobilisierung

Die in der Wassersäule auftretenden Suspensionsschwankungen auf den Wattflächen stehen bei hydraulischen Bedingungen ohne Welleneinfluss offenbar nicht unmittelbar mit lokal auftretender Sohlerosion in Verbindung. Der anhand der akustischen Rückstreuintensität der Echolotdaten bestimmte relative Suspensionsgehalt variierte in Abhängigkeit von der Tidephase und zeigte standortabhängig große Unterschiede (Abb. 50).



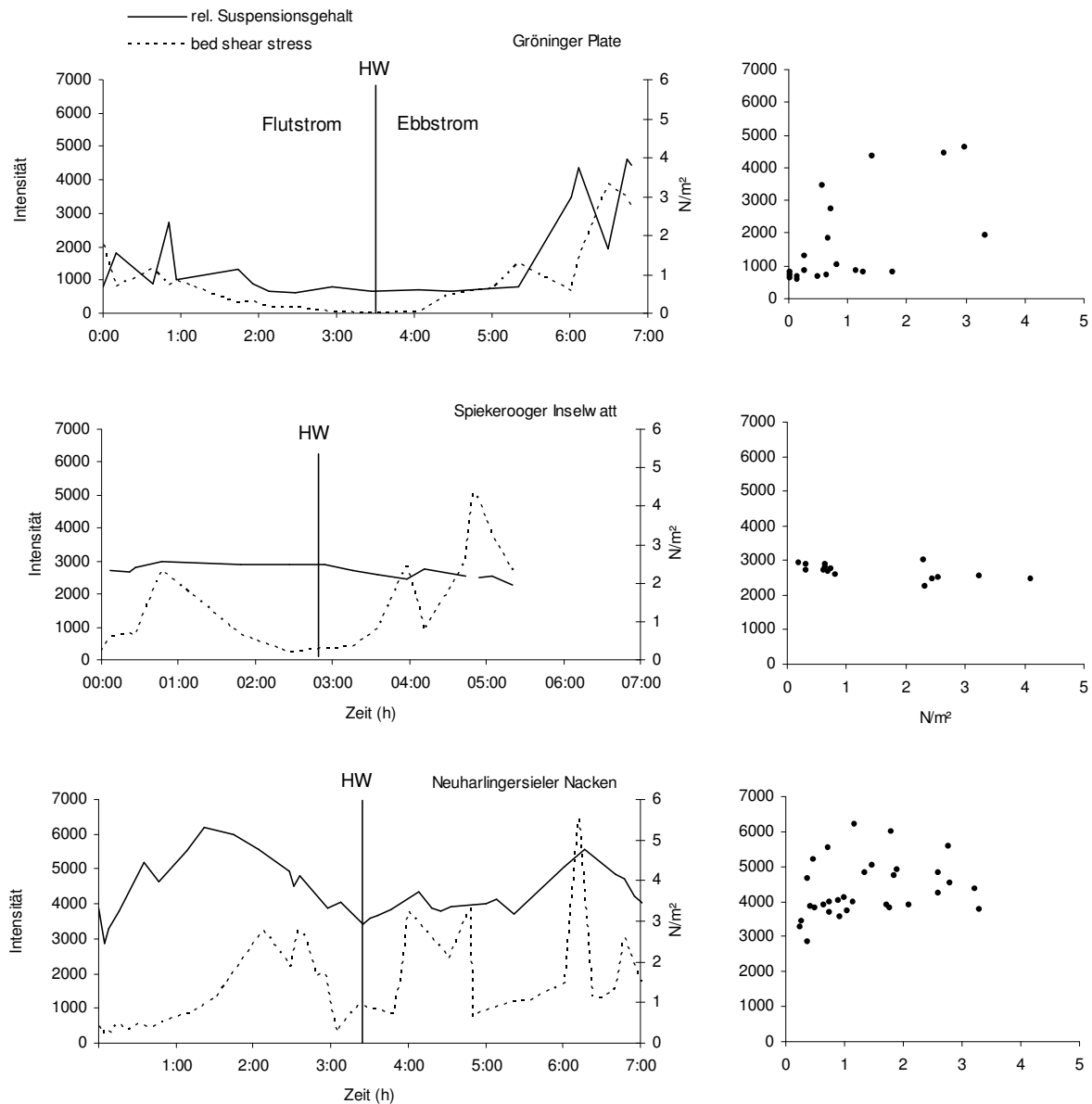
**Abb. 50.** Wasserstandskurven und Veränderung des relativen Suspensionsgehaltes (gemittelt über die unteren 20 cm über der Sedimentoberfläche) während der Überflutungsphase auf den drei Messflächen.



Während auf dem Spiekerooger Inselwatt im Verlauf der gesamten Überflutungszeit keine signifikanten Unterschiede im Suspensionsgehalt messbar waren, traten auf dem Neuharlingersieler Nacken maximale Suspensionsgehalte zum Zeitpunkt maximaler Strömungsgeschwindigkeit bei einer Wassertiefe von etwa 150 cm auf. Auf der Gröninger Plate wurden die höchsten Suspensionsgehalte bei einer Wassertiefe unter 100 cm bei ablaufendem Wasser gemessen, was mit dem Maximum turbulenter kinetischer Energie zusammenfällt (vgl. Abb. 44).

Bei allen drei Messungen ist ein um Stauhochwasser symmetrisch angeordneter, wenn auch schwacher Anstieg der Sohlschubspannung aufgetreten. Dabei rückten die Maxima der Sohlschubspannung mit lageabhängiger, zunehmender hydraulischer Energie des Gezeitenstroms näher an den Kenterpunkt bei Hochwasser heran. Auf dem Neuharlingersieler Nacken als exponierte Fläche liegt nur eine Stunde zwischen dem Schubspannungsmaximum und Stauhochwasser. Der höchste Suspensionsgehalt wurde allerdings etwa eine Stunde davor bzw. danach gemessen. Im Ebbstrom fiel der hohe Suspensionsgehalt mit einem zweiten Maximum der Sohlschubspannung gegen Ende der Überflutungsphase zusammen.

Bei der Deutung dieser Zusammenhänge treten Schwierigkeiten aufgrund einer Überlagerung verschiedener Prozesse auf. Auf dem Neuharlingersieler Nacken wird durch die Nähe zum Hauptpriel verstärkt Suspension eingetragen, die über den gesamten Tidenzyklus in der Wassersäule verbleibt. Zusätzlich findet eine Mobilisierung feiner Kornfraktionen besonders in Nähe der Prielkante statt, die dann ebenfalls als Fremdsuspension über die Fläche transportiert wird. Daher ergab die Messung der Sohlschubspannung unter der Einwirkung der Tidenströmung allein keine signifikanten Zusammenhänge mit dem Suspensionsgehalt im Bereich der Messflächen (Abb. 51). Lediglich die Daten von der Gröninger Plate zeigten eine gewisse Korrelation der beiden Parameter (Abb. 51 oben). Ausschlaggebend für diese Unterschiede mag der gegenüber den beiden anderen Flächen höhere Schlickgehalt des Sedimentes auf der Gröninger Plate sein. Lediglich nicht konsolidierte Schlickpartikel in Verbindung mit organischen Flocken an der Sedimentoberfläche werden leicht erodiert und gelangen bereits bei niedrigen Sohlschubspannungen in Suspension.



**Abb. 51.** Linke Spalte: Entwicklung der rel. Suspensionsmenge anhand der Rückstreuintensität sowie der Sohlschubspannung im Verlauf einer Überflutungsphase. Rechte Spalte: Rückstreuintensität in Abhängigkeit von der Sohlschubspannung ( $\text{N/m}^2$ ) (Erläuterung s. Text). Von oben nach unten zunehmende hydraulische Exponiertheit der Flächen

Es traten keinerlei morphologische Veränderungen auf, die auf lokale Umlagerungsprozesse zurückzuführen sind. Abb. 52 zeigt ein Foto der Messfläche auf der Gröninger Plate, die mit dem Seitensichtsonar abgetastet wurde. Das Relief der Oberfläche wird durch sehr flache, von *Arenicola*-Bauten überprägte Sohlformen charakterisiert. Die Besiedlungsstruktur weist lediglich einen unkonsolidierten Diatomeenbewuchs auf. In den morphologischen Mulden fand eine Anreicherung von hochmobilem, nicht konsolidiertem Schlick statt. Die synchron zu den Strömungs- und Suspensionsdaten aufgezeichneten Seitensicht-Sonarbilder der Sedimentoberfläche belegen die Stabilität der Sedimentoberfläche im Messbereich unter dem Einfluss der Tidenströmung (Abb. 53).



**Abb. 52.** Foto der Messfläche auf der Gröninger Plate Juni 2003. Das durch den schwarzen Rahmen gekennzeichnete Messfeld hat eine Größe von 25x40 cm. Die Oberfläche weist ein Relief von weniger als 1 cm auf. In den morphologischen Vertiefungen lagen nicht konsolidierte Schlickanreicherungen vor. Die Besiedlung mit Diatomeen war nur sehr schwach ausgeprägt.

#### Flutstrom

1h20

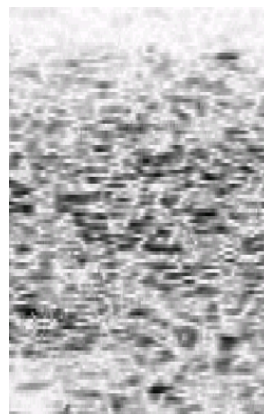


2h30

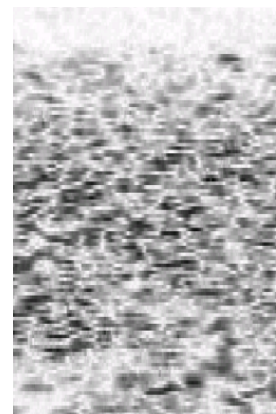


#### Ebbstrom

4h20

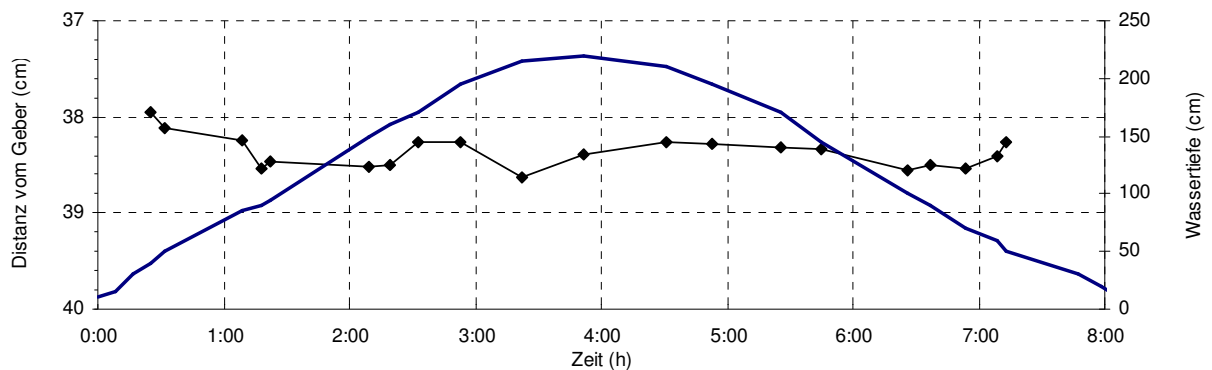


6h30



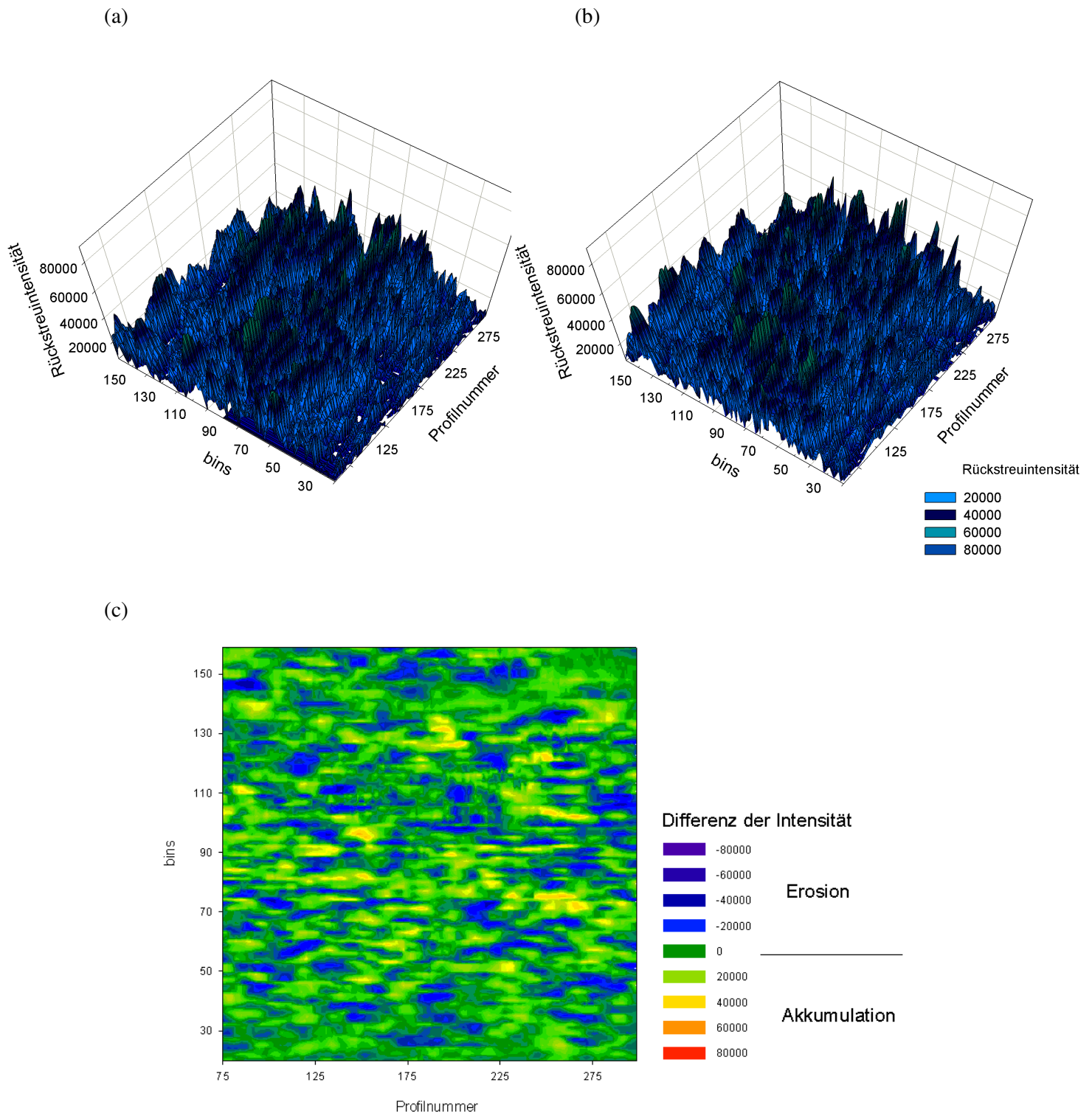
**Abb. 53.** Seitensicht-Sonarbilder der Sedimentoberfläche auf der Gröninger Plate während der Flut- und Ebbphase. Die Zeitangaben beziehen sich auf die Zeit nach Beginn der Überflutung der Wattfläche (vgl. Abb. 54). Die Orientierung der Bilder entspricht der Ansicht des im Foto markierten Rahmens (Abb. 52). Generell weisen die Bilder nur eine geringe Veränderung der morphologischen Strukturen auf. Die dunklen Bereiche entsprechen dabei akustischen Reflektoren, die hellen akustischen Schatten. Die kleinräumige Verteilung der akustischen Muster weist auf das Fehlen größerer morphologischer Einheiten, wie Rippelkämme o.ä. hin. Die zu erkennenden Veränderungen im Verlauf der Überflutung betreffen hauptsächlich die „Glättung“ biogener Formen wie z.B. der *Arenicola*-Bauten. Umlagerungen von mobilem Schlick konnten mit Hilfe der Seitensicht-Sonarbilder nicht erfasst werden.

Die aus den Echolotdaten generierten Sohlechos, die den Maximalwerten des gemessenen Profils entsprechen, lassen während der Überflutungsphase eine Veränderung der Sohlhöhe von weniger als 5 mm erkennen (Abb. 54), was bei einer räumlichen Auflösung von 2,5 mm der Größe zweier Messzellen (*bins*) entspricht und damit unter Geländebedingungen im Fehlerbereich der Messmethode liegt. Diese Daten stellen eine wichtige Ergänzung der Seitensicht-Sonarbilder dar, da sie helfen, die akustischen Bilder zu interpretieren.



**Abb. 54.** Sohlposition aus Echolotprofilen und Wasserstandskurve während der Überflutungsphase auf der Gröninger Plate im Juni 2003.

Bei der in Abb. 55 (a) und (b) gewählten dreidimensionalen Darstellungsform der Seitensicht-Sonardaten wurde auf der z-Achse die Rückstreuintensität aufgetragen, wodurch ein der Sohlmorphologie proportionales Relief entsteht. Die daraus berechneten Differenzen, die der Anschaulichkeit halber als Konturkarte dargestellt werden (Abb. 55), verdeutlichen die flächenhafte Verteilung akkumulativer und erosiver Bereiche. Die durch die Farbcodes wiedergegebene Intensität der Veränderung ist auf der gesamten Fläche sehr gering. Es überwiegen neutrale oder schwach erosive Entwicklungen, die sich auch in der Veränderung der Sohlposition wiederfinden lassen (Abb. 54). Die während der Trockenfallzeit entstandenen, reliefbildenden biogenen Strukturen werden durch ihre geringe Stabilität auch bei schwacher Strömungsenergie überprägt und nahezu eingeebnet.



**Abb. 55.** (a) und (b): 3D-Darstellungen der Rückstreuintensität aus den Seitensicht-Sonardaten der Sedimentoberfläche bei 2h vor bzw. nach Hochwasser, Wassertiefe etwa 150 cm. (c) Differenzbild der beiden Zustände als Kontur-Grafik, mit blauen Farbtönen für Bereiche mit abnehmendem Relief und gelb/roten Farbtönen für Bereiche mit zunehmendem Relief.

Die allein unter der Wirkung der Gezeitenströmung gemessenen und berechneten Parameter sind in Tab. 3 als Übersicht zusammengestellt.

**Tab. 3:** Übersicht der ohne Welleneinfluss gemessenen hydraulischen Parameter auf den drei Messflächen.

Fläche	Neuharlingersieler Nacken	Gröninger Plate	Spiekerooger Inselwatt
Höhe (cm NN)	-50	-60	20
Datum	September 2003	Juni 2003	August 2003
max. lokale Wassertiefe (cm)	210	220	170
Überflutungsdauer	8h	8h 10min	5h 20min
Wind	SSW 2-3	windstill	NE 2-3
horizontale Geschwindigkeit $uv$ (cm/s) über 10 Minuten gemittelt	22.78	20.09	29.34
max. horizontale Geschwindigkeit (cm/s)	49.4	29.7	37.5
max. turbulente kinetische Energie $tke$ (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	34.8	35	45.8
max. <i>Reynolds stress</i> (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	4.9	4.4	5.3
max. Sohlschubspannung $\tau_{tke}$ (N/m <sup>2</sup> )	3.4	3.3	4.4
Maximale lokale Änderung der Sohlhöhe (mm)	9	5	6

## 6.2 Wellendominierte Bedingungen

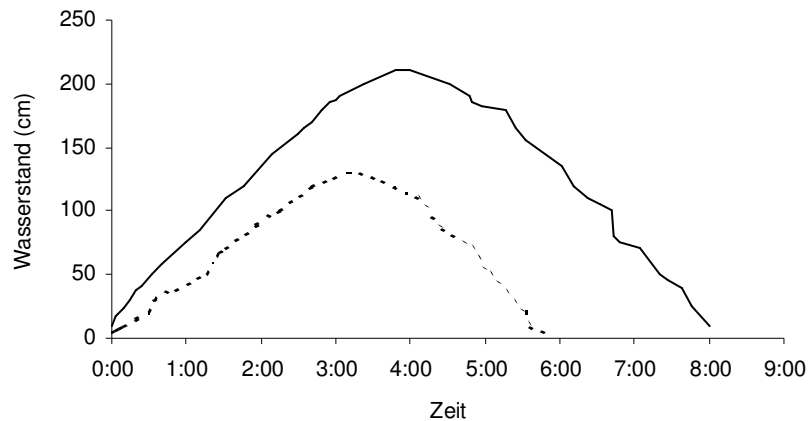
Bei Welleneinwirkung spielt die Lage der Wattflächen hinsichtlich ihres hydraulischen Regimes eine viel wichtigere Rolle als unter dem Einfluss der Gezeitenströmung allein. Die Position der Fläche zur herrschenden Windrichtung entscheidet über die Dauer der Wirksamkeit der effektiven Wellenhöhe. Die drei Messungen, die unter wellendominierten Bedingungen durchgeführt wurden, zeigen aufgrund ihrer Unterschiede beispielhaft den Einfluss der Wechselwirkung dieser Zusammenhänge auf das hydraulische Regime und damit auf die Mobilisierung von Sediment auf den verschiedenen Wattflächen. Während nordwestlicher Wind auf dem Spiekerooger Inselwatt Wellenhöhen erzeugte, die lediglich bis zu einer Wassertiefe von 120 cm an der Sohle wirksam waren, wirkten sich durch nordöstlichen Wind generierte Wellen auf dem Neuharlingersieler Nacken bei einer durch Windstau stark reduzierten maximalen Wassertiefe während der gesamten Überflutungsdauer auf das bodennahe Strömungsregime aus.

In Tabelle 4 sind die auf den drei Messflächen unter Welleneinwirkung ermittelten Parameter zusammenfassend gegenübergestellt.

**Tab. 4.** Übersicht der unter Wellen gemessenen hydraulischen Parameter

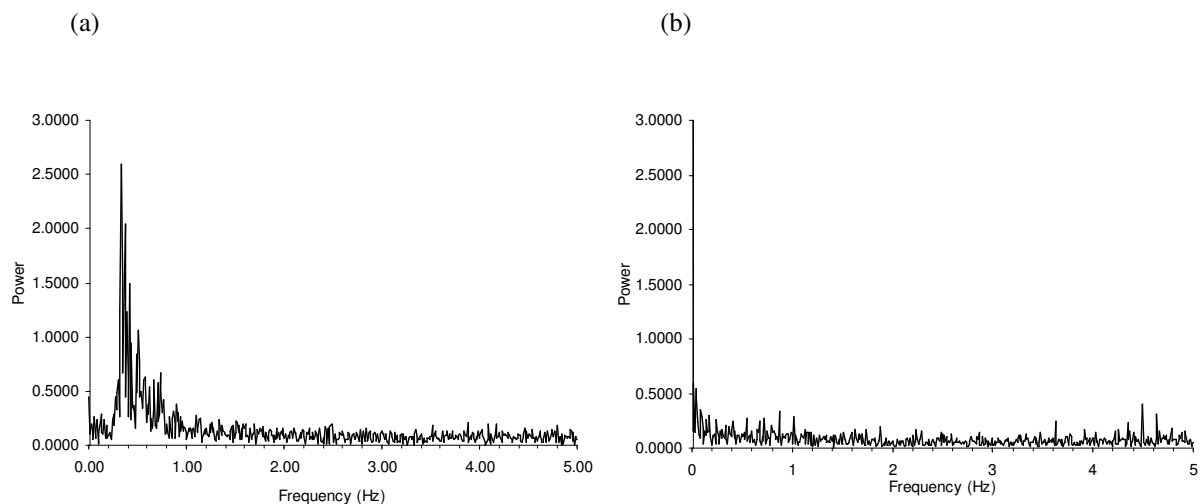
Fläche	Neuharlingersieler Nacken	Gröninger Plate	Spiekerooger Inselwatt
Höhe (cm NN)	-50	-60	20
Datum	März 2004	August 2002	August 2003
max. Wassertiefe	130	225	185
Überflutungsdauer	5h 50min	7h	6h 10min
Wind.	NE 5-6	ENE 4-5	W 4-5
Wellenhöhe (cm)	70	40	50
Wellenperiode (s)	2	1-2	1-2
max. horizontale Geschwindigkeit $u_{\max}$ (cm Wassertiefe)	57.8 (120)	39.7 (70)	42.8 (50)
max. turbulente kinetische Energie $tke$ (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	161	151	101
max. Reynolds stress (cm <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	12.7	11.6	12.5
max. Sohlschubspannung $\tau_{tke}$ (N/m <sup>2</sup> )	15.3	14.4	9.6
Veränderung der Sohlhöhe (mm)	18	4	7

Mit zunehmender Wassertiefe bildet sich im Rückseitenwatt ein lokales Wellenspektrum aus. Dabei ist die Welleneinwirkung von Fläche zu Fläche sehr unterschiedlich. Je nach Windrichtung und Wassertiefe kann sich ein *fetch* von mehreren Kilometern – bei Westwind und Hochwasser– auswirken. Durch Windstaueffekte bei auf- oder ablandigem Wind wird der Wasserstand um mehrere Dezimeter erhöht bzw. reduziert (Abb. 56).



**Abb. 56.** Beispiel für besondere windstaubedingte Wasserstandsunterschiede am Beispiel des Neuharlingersieler Nackens. Durch gegen den Flutstrom wirkenden Nordostwind wird die Überflutungsdauer um zwei Stunden reduziert und die maximale Wassertiefe liegt rund 70 cm niedriger als normal.

Wenn die Wattflächen komplett überflutet sind und eine Wassertiefe von etwa 50 bis 70 cm auf den Flächen erreicht ist, beginnt sich im bodennah gemessenen Strömungsspektrum ein deutliches Wellensignal abzubilden (Abb. 57). Bei Stauhochwasser ist das Wellensignal am deutlichsten. Das liegt einerseits daran, dass zum Kenterpunkt die Tidenströmung ein Minimum erreicht, zum anderen ist durch die dann erreichte größte Wassertiefe die maximale Wellenhöhe wirksam. Eine Frequenzanalyse der gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten zeigt durch ein Häufigkeitsmaximum bei 0.5 Hz den Wellenanteil im Strömungsspektrum, der durch Wellen mit einer Periode  $T = 2$  s erzeugt wird (Abb. 57a).

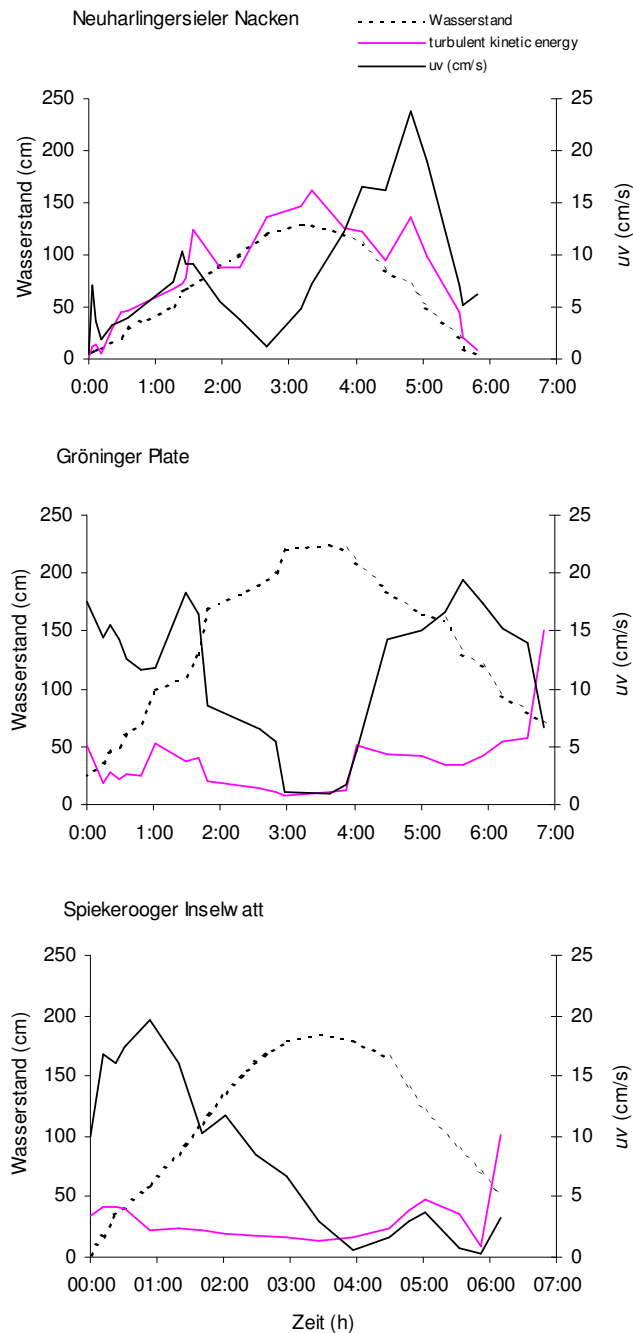


**Abb. 57.** Frequenzspektren der horizontalen Fließgeschwindigkeit im Flutstrom bei einer Wassertiefe von etwa 80 cm. (a) starke Überlagerung des Tidestroms durch Wellen mit Periode 2 s, (b) Dominanz des Tidestroms bei ruhigen Wetterverhältnissen.



### 6.2.1 Bodennahe Strömung unter dem Einfluss von Wellen

Bei drei Messkampagnen, die bei Windstärken zwischen 4 und 6 Bft durchgeführt wurden, sind unterschiedliche Auswirkungen der Wellentätigkeit auf das bodennahe Strömungsregime aufgetreten. In Abhängigkeit von der Exponiertheit der Fläche zur herrschenden Windrichtung sowie der maximalen Wassertiefe bei Stauwasser war nur bei der Messung auf dem Neuharlingersieler Nacken eine wellendominierte Strömung während der gesamten Überflutungszeit wirksam.

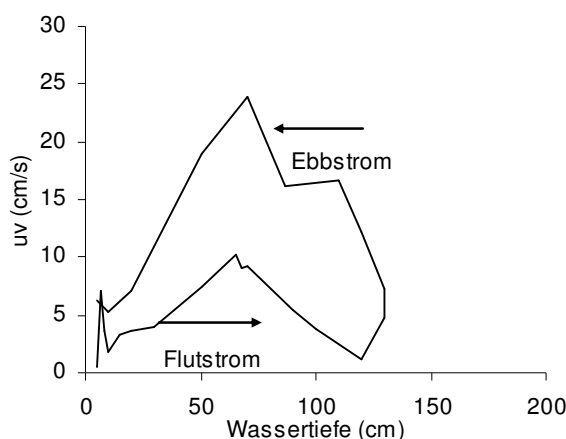


**Abb. 58.** Wasserstände, turbulente kinetische Energie und über 10 Minuten gemittelte, resultierende horizontale Fließgeschwindigkeit  $uv$  auf den drei Messflächen unter Welleneinwirkung.

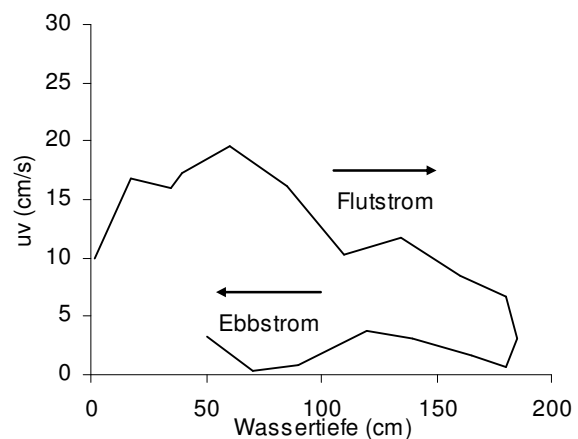
Auf der Gröninger Plate und dem Spiekerooger Inselwatt blieb es bei einer weitgehend strömungsdominierten Hydraulik, die lediglich bei geringen Wassertiefen bzw. im oberen Bereich der Wassersäule von der oszillierenden, wellengenerierten Strömung beeinflusst wurde. Maximale Werte der turbulenten kinetischen Energie  $tke$  treten dann, ähnlich wie bei der tidendominierten Situation, zu Beginn und am Ende der Überflutungsphase bei geringen Wassertiefen und bei jeweils höchsten Fließgeschwindigkeiten auf (Abb. 58). Die Messung auf dem Neuharlingersieler Nacken hingegen verdeutlicht eine rein wellendominierte Hydrodynamik, die durch hohe  $tke$ -Werte bei Stauhochwasser angezeigt wird (Abb. 58). Die hier dargestellte mittlere horizontale Strömung  $uv$  bezieht sich auf die resultierende Geschwindigkeit aus der Überlagerung von Wellen und Strömung.

Die hohe  $tke$  bei Stauhochwasser bei gleichzeitig geringer resultierender Strömung auf dem Neuharlingersieler Nacken geht allein auf den Welleneinfluss zurück. Da die Gezeitenströmung nahe null ist, resultiert bei Mittelung der oszillierenden Strömungsgeschwindigkeiten ebenfalls ein Wert nahe Null. Alle von Null abweichenden Werte hingegen beschreiben die resultierende Drift, die zum Tidestrom addiert oder von ihm subtrahiert wird. Die windinduzierten Strömungsgeschwindigkeiten können daher, je nach Windrichtung bei Flut oder bei Ebbe, durch die dem Tidestrom entgegengerichtete Wellenausbreitungsrichtung vermindert werden. Abb. 59 zeigt einen solchen Fall am Beispiel der Daten vom Neuharlingersieler Nacken von März 2004, sowie eine entgegengesetzte Situation vom Spiekerooger Inselwatt. Westwind der Stärke 4-6 sorgte für starkes Auflaufen der Flut und führte nach Stauhochwasser für ein nur sehr langsames Abfließen des Ebbstroms mit Geschwindigkeiten von unter 5 cm/s.

Neuharlingersieler Nacken

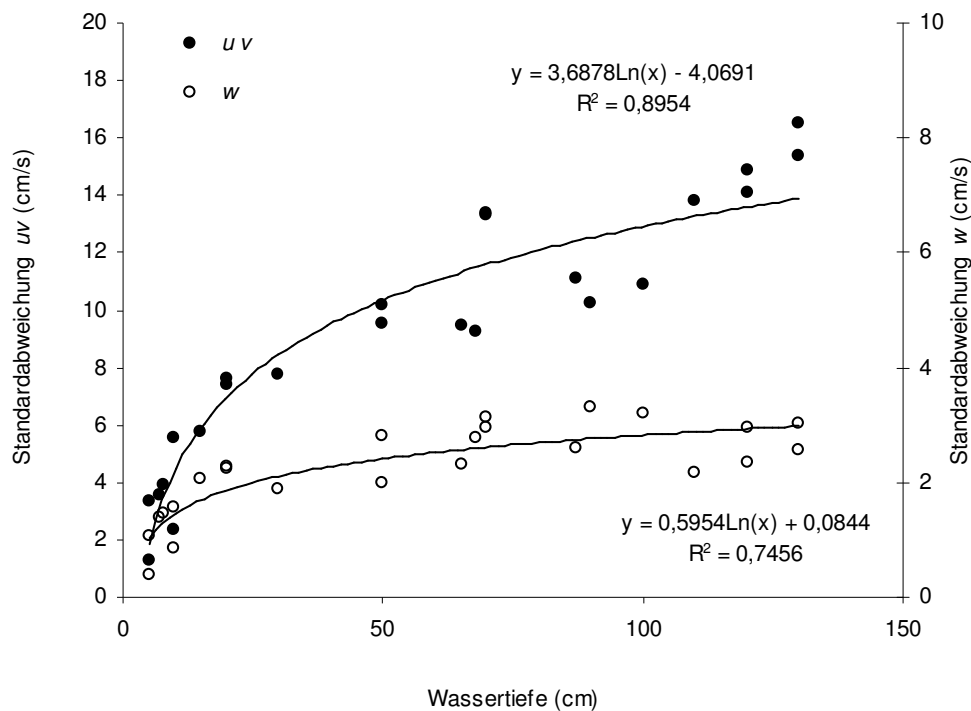


Spiekerooger Inselwatt



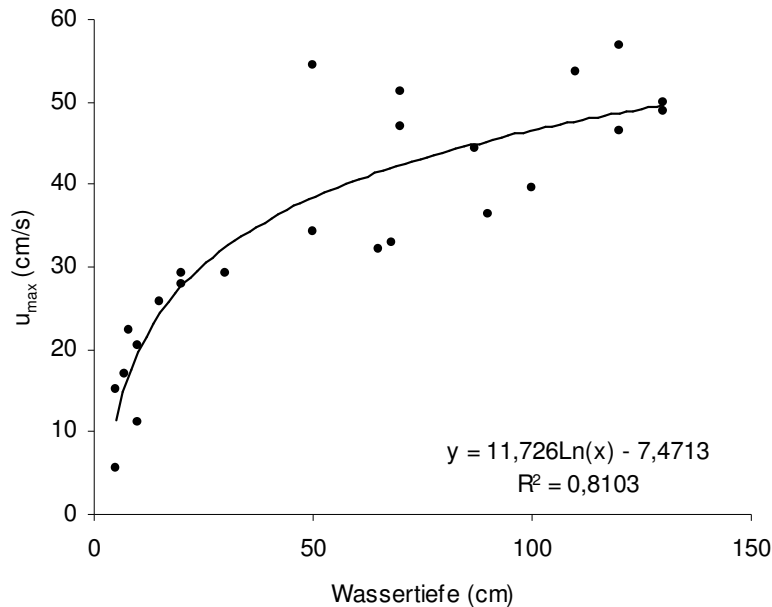
**Abb. 59.** Beeinflussung des Tidestroms (horizontale Strömungsgeschwindigkeit über 10 Minuten gemittelt) durch Starkwinde entgegengesetzter Richtung; links: Ebbstromdominanz auf dem Neuharlingersieler Nacken im März 2004, rechts: Flutstromdominanz auf dem Spiekerooger Inselwatt im August 2003.

Unter Welleneinfluss existiert aufgrund der sich verändernden Wellenhöhe eine positive Abhängigkeit zwischen Wassertiefe und Strömungsfuktuation (Abb. 60). Die Standardabweichung der Vertikalströmung  $w$  nimmt logarithmisch bis auf einen Wert von 3.5 cm/s zu, der bei einer Wassertiefe von etwa 60 cm erreicht wurde. Bei steigendem Wasserstand wird dieser Wert aber nicht mehr überschritten. Die horizontale Strömungskomponente  $uv$  steigt ebenfalls logarithmisch mit zunehmender Wassertiefe, erreicht die höchsten Werte aber erst bei Stauhochwasser mit 17 cm/s.



**Abb. 60.** Wasserstandsabhängige Zunahme der Standardabweichung der horizontalen ( $uv$ ) und der vertikalen ( $w$ ) Strömung. Daten vom Neuharlingersieler Nacken.

Die mit zunehmender Wassertiefe steigende Horizontalkomponente der Orbitalgeschwindigkeit  $u_{\max}$  an der Sohle erreichte zum Zeitpunkt des Stauhochwassers mit einer Wassertiefe von 1,3 m bei einer Wellenhöhe  $H=70$  cm, einer Periode  $T=2$  s und einer Wellenlänge  $L=2,5$  m bis zu 58 cm/s (Abb. 61) und lag damit deutlich über den durch die Gezeitenströmung erzeugten Fließgeschwindigkeiten. Unter diesen Wellenbedingungen, wie sie auf dem Neuharlingersieler Nacken auftraten, liegt die effektive Wellenbasis, berechnet nach Flemming (2005), in einer Tiefe von 1,4 m, und somit unterhalb der durch Windstaueffekte reduzierten maximalen Wassertiefe. Die Sedimentsohle lag daher während der gesamten Überflutungszeit oberhalb der effektiven Wellenbasis.



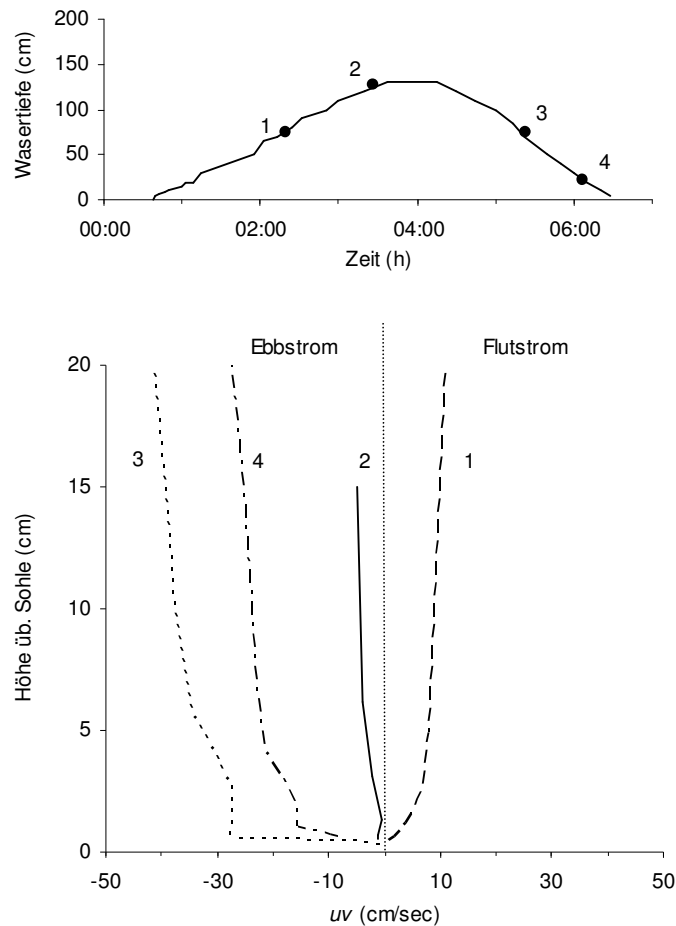
**Abb. 61.** Veränderung der maximalen bodennahen Fließgeschwindigkeit mit zunehmender Wassertiefe

Abweichend davon erreichte die effektive, d.h. Korngrößenabhängige, Wellenbasis während der Messkampagnen auf den beiden anderen Wattflächen bei einer Wellenhöhe  $H=40$  cm, einer Periode  $T=2$  s und einer Wellenlänge  $L=1,5$  m nur bis zu einer Wassertiefe von 50 cm auf dem Spiekerooger Inselwatt bzw. 60 cm auf der Gröninger Plate die Sedimentsohle. Mit zunehmender Wassertiefe nahm der Welleneinfluss an der Sohle ab und die hydrodynamischen Bedingungen glichen sich dann denen ohne Wellen an.

## 6.2.2 Hydraulische Parameter im Vertikalprofil

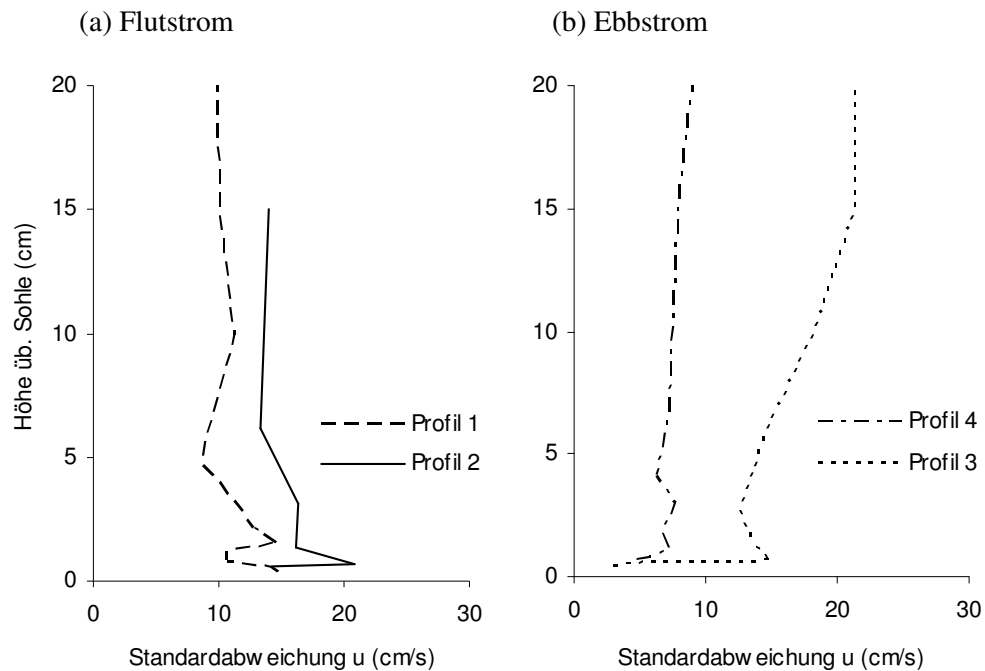
Profile der horizontalen Strömungskomponenten  $uv$  zeigen unter dem Einfluss von Wellen in Abhängigkeit von der Windrichtung eine ausgeprägte Asymmetrie der mittleren Fließgeschwindigkeiten im Verlauf der Überflutungsphase (Abb. 62). Die nachfolgend beschriebenen Zusammenhänge beziehen sich auf die Messung auf dem Neuharlingersieler Nacken im März 2004, da in diesem Fall während der gesamten Überflutungsphase eine wellendominierte Strömung vorherrschte und so die hydraulischen Abhängigkeiten klar herausgestellt werden können. Bei dem herausgegriffenen Beispiel wirkte der Wind ebbstromverstärkend. Der vertikale Geschwindigkeitsgradient ist daher im Ebbstrom deutlich stärker ausgebildet als im Flutstrom. Bereits vor dem Eintreten des Kenterpunktes bei Stauhochwasser fand oberhalb der Grenzschicht eine Umkehr der Fließrichtung statt (Abb. 62, Profil 2). Die Grenzschichtdicke liegt zwischen 0.7 und

1 cm. Innerhalb dieses Bereiches nimmt die mittlere Geschwindigkeit von fast 0 cm/s auf bis zu 28 cm/s zum Zeitpunkt maximaler Strömung im Ebbstrom zu. Oberhalb der Grenzschicht erfolgt bei halbem Wasserstand eine Zunahme der mittleren Fließgeschwindigkeit auf bis zu 40 cm/s in einer Höhe von 20 cm über der Sedimentsohle.



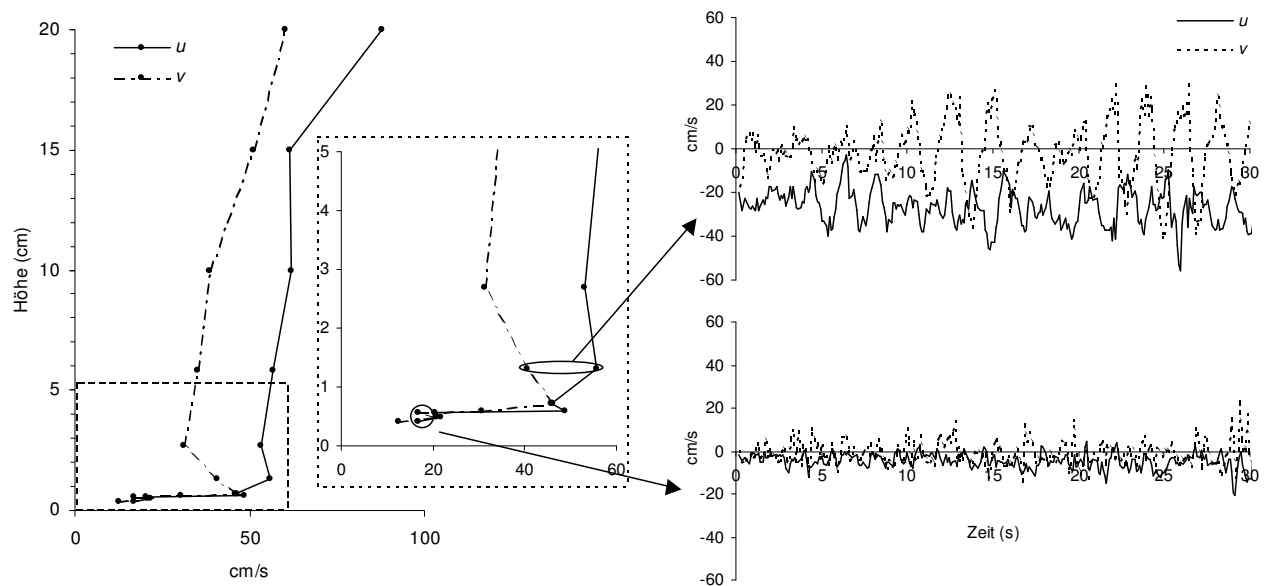
**Abb. 62.** Vertikalprofile der mittleren horizontalen Strömung zu verschiedenen Tidephasen auf dem Neuharlingersieler Nacken.

Die Maximalgeschwindigkeiten liegen zum Teil deutlich über diesen Werten, da durch die Wellenwirkung bereits an der Sohle eine Standardabweichung von 10 bis 15 cm/s auftritt (Abb. 63, vgl. Abb. 60 und 61). Die Strömungssoszillation oberhalb der Grenzschicht ist im Ebbstrom stärker ausgeprägt als im Flutstrom. Da das auflaufende Wasser der Wellenlaufrichtung entgegen gerichtet ist, kommt es aber besonders im sohnahen Bereich durch die Sohlreibung zu einer erhöhten Turbulenz, die sich in einer gegenüber dem Ebbstrom höheren Standardabweichung niederschlägt (Abb. 63). Oberhalb der Grenzschicht steigt die Standardabweichung im Ebbstrom stark an, was auf die Zunahme der Strömung durch die verstärkende Wirkung der Wellen zurück zuführen ist.



**Abb. 63.** Vertikalprofile der Standardabweichung von  $u$ . Die Profilnummern entsprechen denen in Abb. 62 verwendeten. Im Flutstrom (a) liegt die Standardabweichung von  $u$  innerhalb der Grenzschicht höher als im Bereich darüber, während im Ebbstrom eine Zunahme der Standardabweichung mit der Distanz von der Sohle zu verzeichnen ist (b).

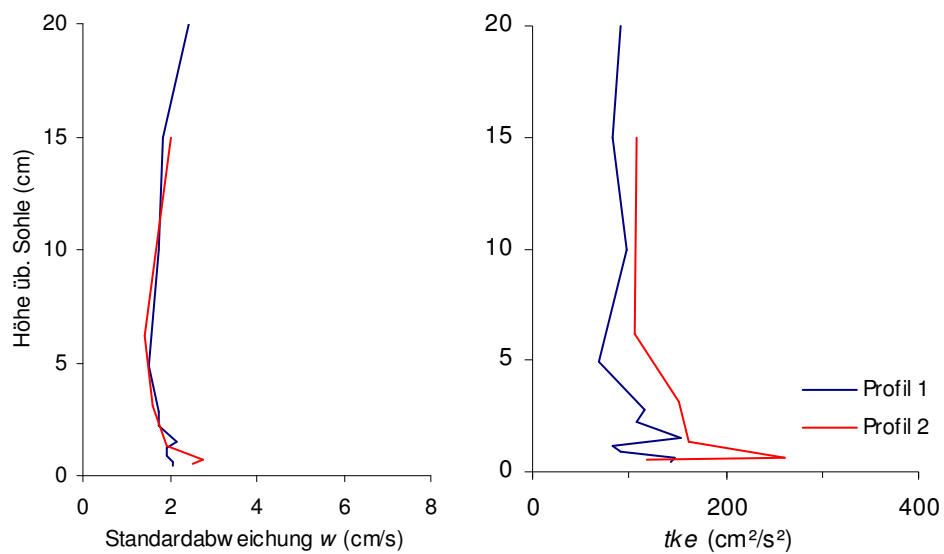
Eine detaillierte Betrachtung der beiden horizontalen Strömungsvektoren  $u$  und  $v$  lässt diese Zusammenhänge noch klarer werden. Die der nordwestlich ausgerichteten Ebbstromrichtung entsprechenden Strömungskomponente  $u$  erfährt im Vergleich zur Lateralströmung  $v$ , die der nach Südwesten gerichteten Wellenlaufrichtung entspricht, ab einer Höhe von etwa 1 cm eine deutliche Verstärkung. Abb. 64 zeigt das Vertikalprofil der maximalen Strömungsgeschwindigkeiten dieser beiden Komponenten sowie die dazu gehörigen Zeitreihen in zwei verschiedenen Höhen. Während bis zu einer Höhe von 0.7 cm die Oszillation der Wellen nur eine untergeordnete Rolle spielt, tritt sie bereits 1 cm über der Sohle in den Vordergrund und erzeugt Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 50 cm/s.



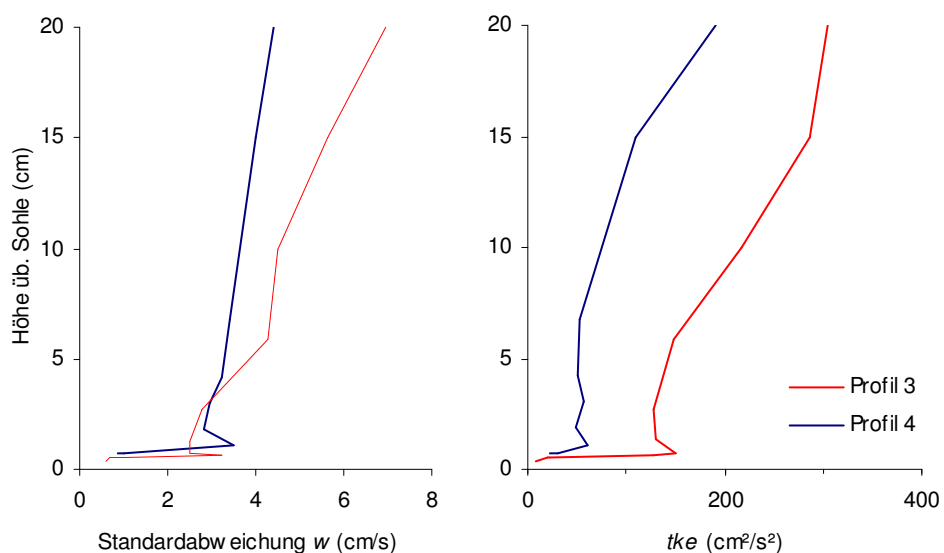
**Abb. 64.** Vertikalprofil (Profil 3) der maximalen Ebbstromgeschwindigkeiten (links) und Zeitreihen der beiden horizontalen Strömungskomponenten  $u$  und  $v$  über 30 s in 0.7 und 1.3 cm Höhe über der Sohle (rechts). Wassertiefe 70 cm. In der unteren Position bleibt die Strömung weitgehend unbeeinflusst von der Wellentätigkeit, während bereits 1 cm über der Sedimentoberfläche die laterale Strömungskomponente  $v$  die quer zum Ebbstrom laufenden Wellen abbildet. Der Ebbstrom entlang der x-Richtung führt zu einer Verstärkung von  $u$  mit Maximalgeschwindigkeiten über 50 cm/s.

Die bei maximaler Strömung im Ebbstrom auftretende Übereinstimmung von höchsten Fließgeschwindigkeiten mit der höchsten Standardabweichung resultiert in einer mit der Distanz von der Sohle zunehmenden turbulenten kinetischen Energie (Abb. 65b). Im Flutstrom hingegen findet sich analog zur Standardabweichung von  $u$  eine Abnahme der  $tke$  mit zunehmender Distanz zur Sedimentoberfläche (Abb. 65a). Die Unterschiede der Standardabweichung der vertikalen Strömung  $w$  zwischen halbem Wasserstand (Profil 1) und Kenterpunkt (Profil 2) sind sehr gering. Die erhöhte horizontale Fluktuation bei Stauwasser (Abb. 63a) führte aber zu hohen  $tke$ -Werten innerhalb der bodennahen Grenzschicht von bis zu  $260 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ , die im Ebbstrom nicht mehr erreicht wurden.

(a) Flutstrom



(b) Ebbstrom



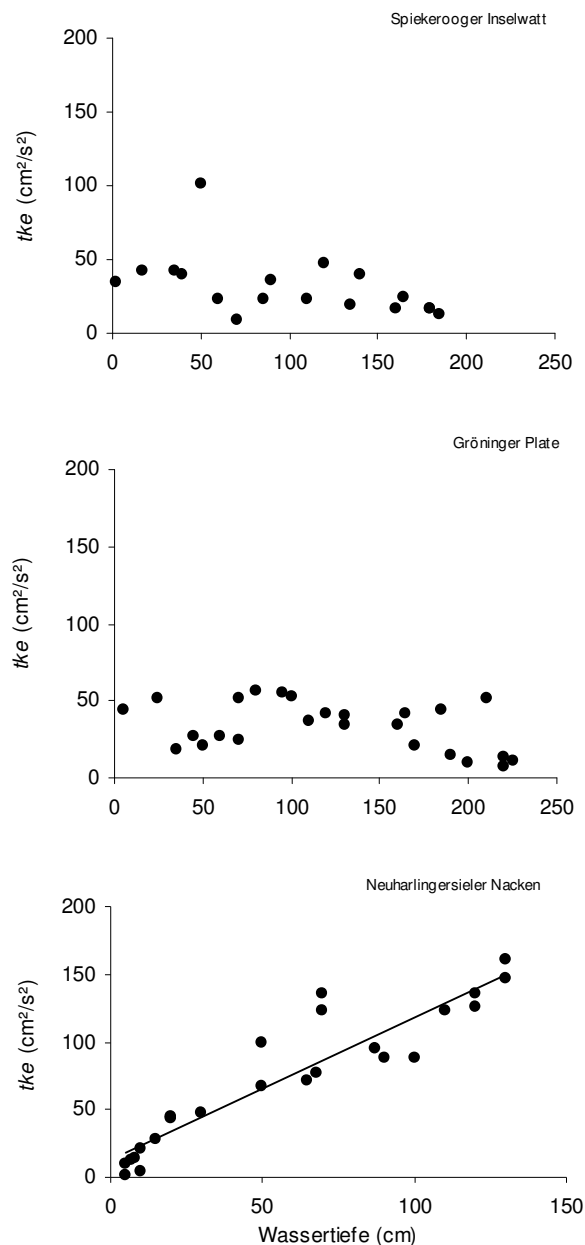
**Abb. 65.** Standardabweichung der vertikalen Strömungskomponente  $w$  und turbulente kinetische Energie  $tke$  (a) im Flutstrom und (b) im Ebbstrom auf dem Neuharlingersielier Nacken.

### 6.2.3 Turbulente kinetische Energie und *Reynolds stress*

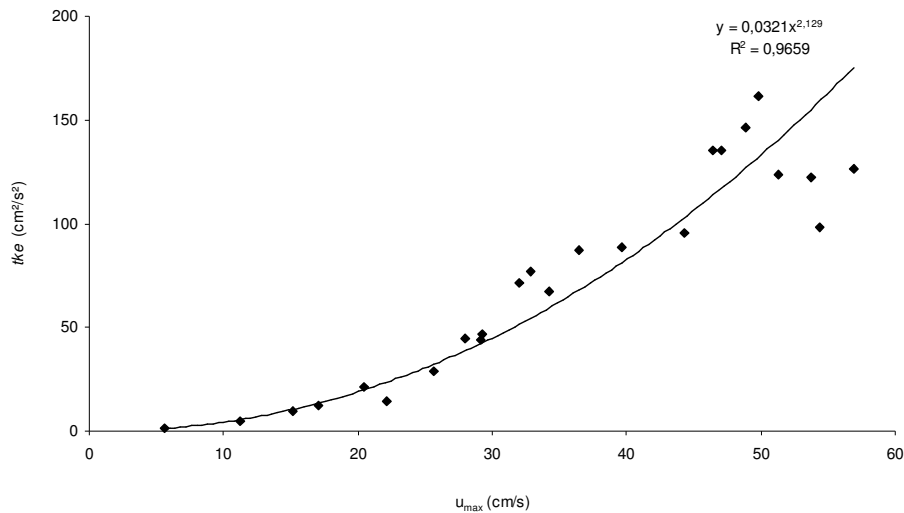
Liegt die Sedimentoberfläche oberhalb der Wellenbasis entsteht durch die bei auflaufendem Wasser zunehmende Wellenhöhe eine lineare Abhängigkeit der turbulenten kinetischen Energie von der Wassertiefe (Abb. 66 unten). Die dabei erreichten Maximalwerte der  $tke$  von 150 cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> bei Stauhochwasser übersteigen die ohne Welleneinwirkung gemessenen Werte um das Dreifache.



Bei durch größere Wassertiefe oder geringere Wellenhöhe unterhalb der Wellenbasis liegender Sedimentoberfläche, wie im Fall der Messungen auf dem Spiekerooger Inselwatt und der Gröninger Plate (Abb. 66 oben und Mitte, vgl. Tab. 4), tritt eine nicht-lineare Abhängigkeit der turbulenten kinetischen Energie von der Wassertiefe auf. Es zeigt sich eine große Übereinstimmung mit dem Verlauf der  $tke$  unter Tidendominanz (vgl. Abb. 44) mit dem Unterschied, dass der Welleneinfluss bei geringer Wassertiefe eine vergleichsweise hohe  $tke$  von  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  erzeugt. Mit abnehmendem Einfluss der wellengenerierten Strömung gehen die Werte bis Stauhochwasser auf ein Minimum zurück.



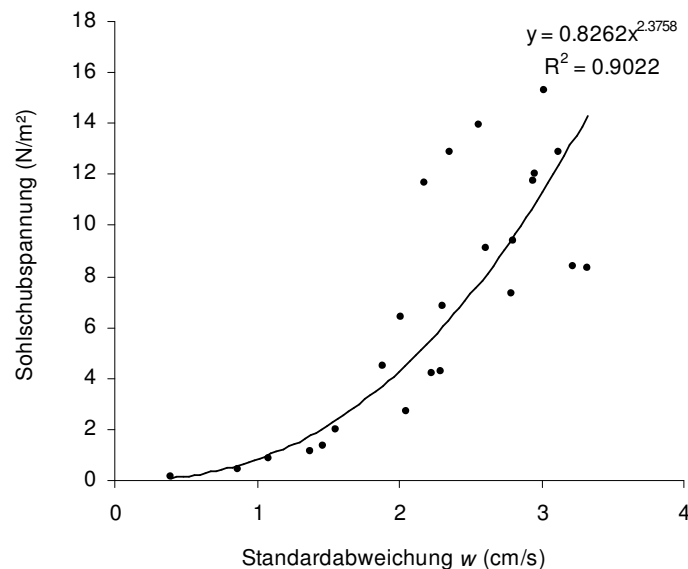
**Abb. 66.** Wasserstandabhängigkeit der bodennahen turbulenten kinetischen Energie  $tke$  auf den drei Wattflächen. Während die Werte auf der Gröninger Plate und dem Spiekerooger Inselwatt mit zunehmender Wassertiefe abnehmen, werden auf dem Neuharlingersieler Nacken Maximalwerte bei Stauhochwasser erreicht, die dreimal größer sind als auf den beiden anderen Flächen.



**Abb. 67.** Mit zunehmender Maximalgeschwindigkeit von  $u$  0.5 cm über der Sohle zeigt die  $tke$  eine potentielle Zunahme.

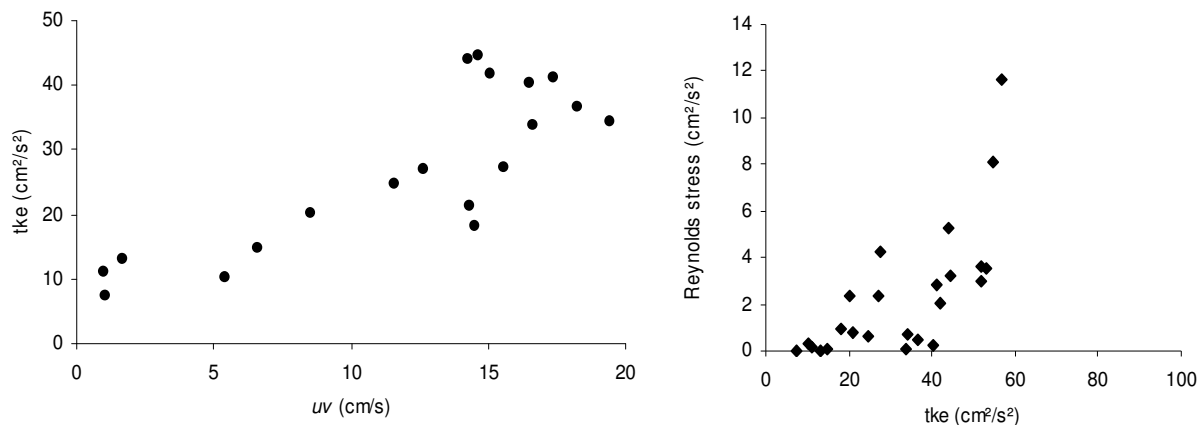
Die Standardabweichung der Strömungsvektoren nimmt mit der Wellenhöhe und diese mit der Wassertiefe zu (s. Abb. 60). Entsprechend steigt auch die turbulente kinetische Energie, die mit steigender Maximalgeschwindigkeit potentiell wächst (Abb. 67).

Auch die Sohlschubspannung steigt bei zunehmender Standardabweichung. Besonders deutlich wirkt dabei die vertikale Komponente  $w$  unter Welleneinfluss. Es tritt mit zunehmender Standardabweichung eine potentielle Zunahme der Schubspannung auf. Dabei wurden auf dem Neuharlingersieler Nacken an der Sedimentsohle  $15 \text{ N/m}^2$  erreicht (Abb. 68).



**Abb. 68.** Die Sohlschubspannung nimmt potentiell mit der Standardabweichung der vertikalen Strömungskomponente  $w$  zu. Sie zeigt damit eine Abhängigkeit von der Wellenhöhe und von der Wassertiefe. Neuharlingersieler Nacken, März 2004.

Diese Zusammenhänge gelten, wenn die Sedimentsohle oberhalb der Wellenbasis liegt. Bei größerer Wassertiefe oder abhängig von Windrichtung und –stärke auftretenden flacheren Wellen, wie es bei den Messkampagnen auf der Gröninger Plate und dem Spiekerooger Inselwatt der Fall war, bilden sich davon abweichende Abhängigkeiten aus, die in der Regel erneut denen ohne Welleneinfluss entsprechen. Auf der Gröninger Plate hat Wind aus Nordosten eine nur sehr kurze Wirksamkeit, da die Fläche nahe an der Wattwasserscheide liegt. Hier war während der Messreihe im August 2002 keine Wasserstandsabhängigkeit der turbulenten kinetischen Energie oder des *Reynolds stress* zu erkennen. Die auf der Gröninger Plate erhobenen Daten weisen daher als einzige unter Wellen eine lineare Abhängigkeit der turbulenten kinetischen Energie von der horizontalen Fließgeschwindigkeit auf (Abb. 69) und verhalten sich damit analog zu einer tidendominierten Situation.



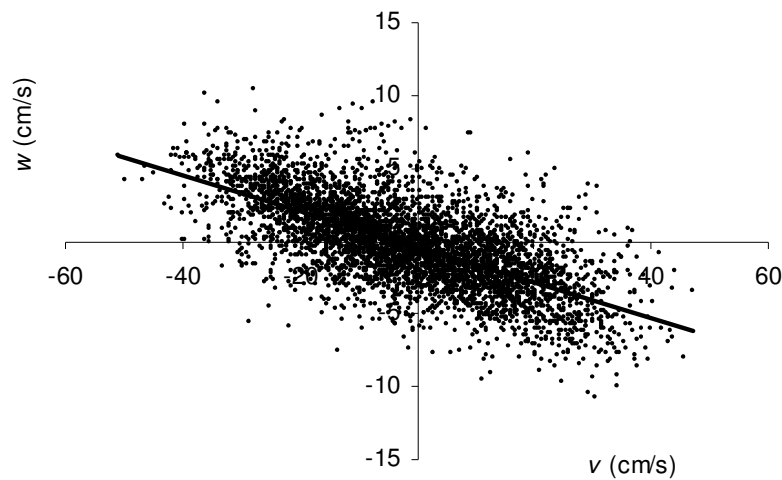
**Abb. 69.** Gröninger Plate August 2002, die *tke* zeigt eine lineare Abhängigkeit von der horizontalen Fließgeschwindigkeit und dokumentiert damit eine tidenstromdominierte Hydraulik.

Die im Strömungskanal ermittelten kritischen Werte der turbulenten kinetischen Energie *tke* mit Werten von  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  sind im Gelände bei Windstärken von 5 Bft bei einer Wellenhöhe von nur 15 cm bei 30 cm Wassertiefe erreicht worden. Bei Stauhochwasser erzeugten Wellen mit einer Höhe von 40 cm bei gleicher Windstärke Turbulenzintensitäten von mehr als  $150 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ . Selbst bei sehr schwachem Wind wurden durch Überlagerung von Gezeitenstrom und Wellen kurzzeitig Werte von mehr als  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  erreicht.

#### 6.2.4 Sedimentmobilisierung unter Welleneinfluss

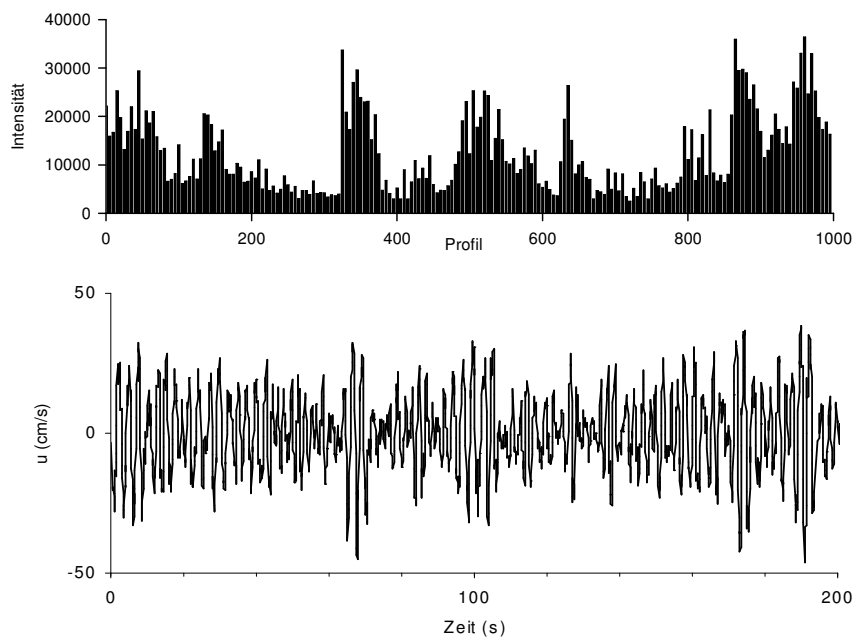
Bei einer oszillierenden Strömung fallen Maxima der Horizontalgeschwindigkeit mit Minima der Vertikalgeschwindigkeit zusammen. Durch die Überlagerung der Gezeitenströmung mit Wellen entstehen aber impulsartig Geschwindigkeiten der horizontalen Strömungskomponente von bis zu

50 cm/s, die mit hohen vertikalen Geschwindigkeiten zusammenfallen. Je nach Richtung der überlagernden Tideströmung resultiert eine auf- oder abwärts gerichtete Beschleunigung der Wasserteilchen. Ein bei Stauhochwasser auf dem Neuharlingersieler Nacken erhobener Datensatz zeigt alle zeitgleich 0,5 cm über der Sohle gemessenen vertikalen,  $w$ , und der Wellenausbreitungsrichtung entsprechenden Strömungsgeschwindigkeiten,  $v$ , (Abb. 70). Im ausgewählten Beispiel gehen hohe vorwärtsgerichtete Geschwindigkeiten, d.h. in Richtung der Wellenausbreitung, mit nach unten gerichteten einher und umgekehrt. Die reine Wellenbewegung wurde also durch die bereits vor Stauhochwasser einsetzende Strömungsumkehr in Richtung Ebbstrom modifiziert.



**Abb. 70.** Korrelation von bodennah gemessenen horizontalen und vertikalen Strömungsgeschwindigkeiten in einer oszillierenden Strömung.

Diese aus komplexen Strömungswirbeln entstehenden Turbulenzen sind es, die eine Sohlmobilisierung auslösen. Die zeitlich hoch auflösenden, synchronen Datensätze erlauben die Erfassung dieser Erosionsereignisse. Die Echolot-Daten des ABS bilden die lokal erzeugten Suspensionswolken durch erhöhte Intensitäten im Rückstreusignal ab. Eine Zeitreihe über 200 s in einer wellendominierten Strömung bei Stauhochwasser auf dem Neuharlingersieler Nacken (Abb. 71) lässt die Übereinstimmung von 2 cm über der Sohle auftretenden Suspensionswolken und Maximalgeschwindigkeiten der bodennahen horizontalen Orbitalgeschwindigkeiten, die beim Durchlauf von Wellengruppen auftraten, erkennen.

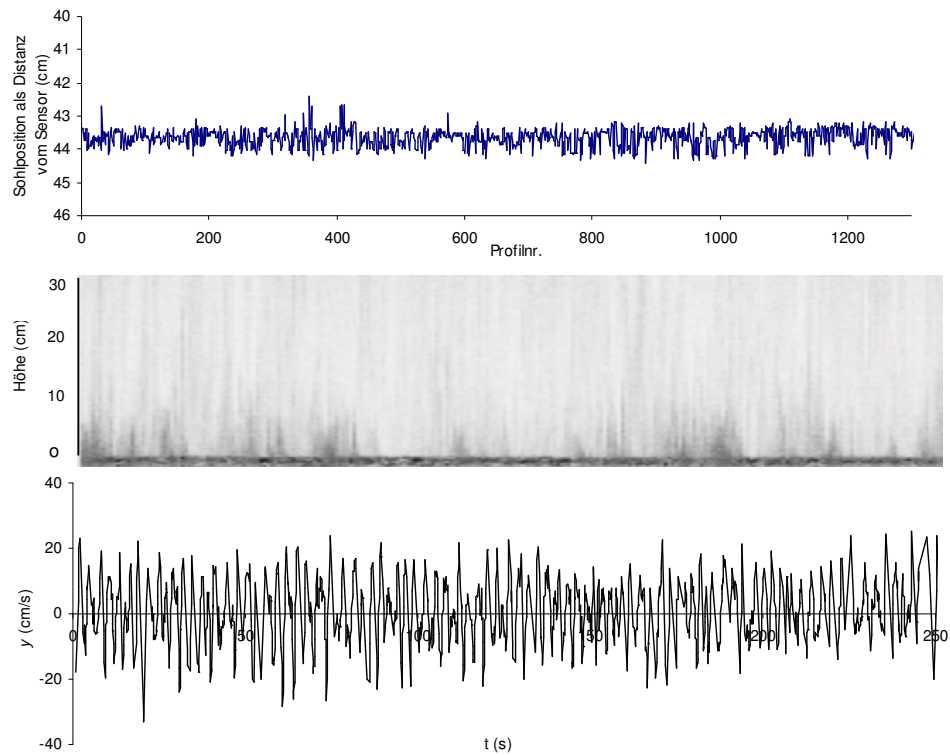


**Abb. 71.** Zeitseriendarstellung der wellengenerierten bodennahen Orbitalgeschwindigkeit  $u$  (unten) und der relativen Suspensionsdichte aus der Rückstreuintensität (oben), gemessen, 2 cm oberhalb der Sohle bei Stauhochwasser (Wassertiefe 145 cm) am 9.3.2004 auf dem Neuharlingersieler Nacken. Die durch hohe Rückstreuintensitäten gekennzeichneten Suspensionsereignisse korrelieren mit den Strömungsmaxima der Wellen.

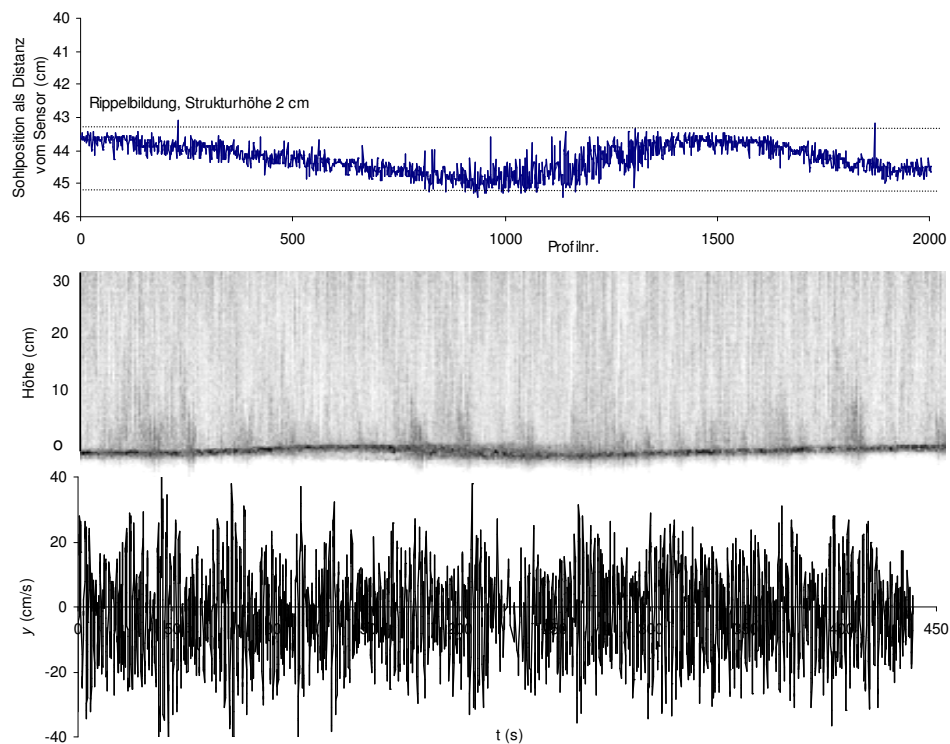
Die sich während der Überflutungsphase aufbauende Wellenhöhe ist abhängig vom *fetch* und damit von der Windrichtung in Relation zur Lage der Fläche. Ergänzen sich beide Faktoren zu einer maximalen Wellenwirksamkeit, können während der gesamten Überflutungszeit die für eine Sedimentmobilisierung kritischen hydraulischen Werte überschritten werden. Die höchste gemessene Sohlschubspannung lag mit bis zu  $15 \text{ N/m}^2$  weit über den kritischen Bedingungen und führte auf dem Neuharlingersieler Nacken lokal zu Sedimentumlagerung und zur Bildung von Sohlformen.

Während der Überflutungsphase traten hier neben dem *tke*-Maximum bei Stauhochwasser zwei weitere Phasen hoher Turbulenz in der Zeit des stärksten Tidestroms im Flut- und im Ebbstrom auf (vgl. Abb. 58). Eine Gegenüberstellung dieser beiden Phasen zeigt anhand von Echolotdaten die Veränderung der Sohlhöhe und das Auftreten von Suspensionsereignissen sowie die entsprechenden bodennahen Orbitalgeschwindigkeiten (Abb. 72).

(a)



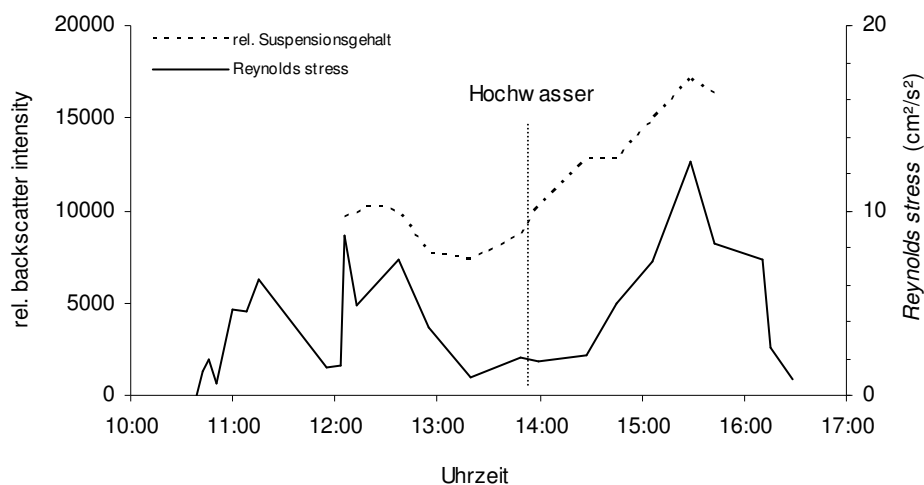
(b)



**Abb. 72.** Veränderung der Sohlhöhe und des Suspensionsgehaltes sowie die horizontale Fließgeschwindigkeit über 250 bzw. 450 s im Flutstrom (a) und Ebbstrom (b) auf dem Neuharlingersieler Nacken. Im Ebbstrom sind durchlaufende Rippeln mit einer Höhe von 2 cm erkennbar. Der Suspensionsgehalt ist gegenüber dem Flutstrom deutlich erhöht. Die Maximalwerte der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit liegen im Ebbstrom durch die ebbstromverstärkend wirkende Wellenlaufichtung höher als im Flutstrom.

Die Überlagerung von Wellenausbreitungsrichtung und Gezeitenströmung führen im Ebbstom zu einer mobilen Sohle. Resultierende ebbvergente Rippeln mit einer Strukturbhöhe von 2 cm lassen sich eindeutig im Echolotsignal identifizieren (Abb. 72 b). Dagegen reicht die bei Flut gegen die Wellenausbreitungsrichtung laufende Strömung nicht aus, flutvergente Strömungsrippeln zu erzeugen. Die Schwankungen der Sohlhöhe zeigen keine eindeutige Tendenz und gehen auf eine Überprägung der ebbvergenten Rippeln der letzten Tide zurück (Abb. 72 a). Anhand der Profildaten der relativen Suspensionsdichte können neben der relativ gleichmäßig in der Wassersäule verteilten Fremdsuspension bodennahe Suspensionswolken sichtbar gemacht werden, die diese lokalen Umlagerungsprozesse belegen.

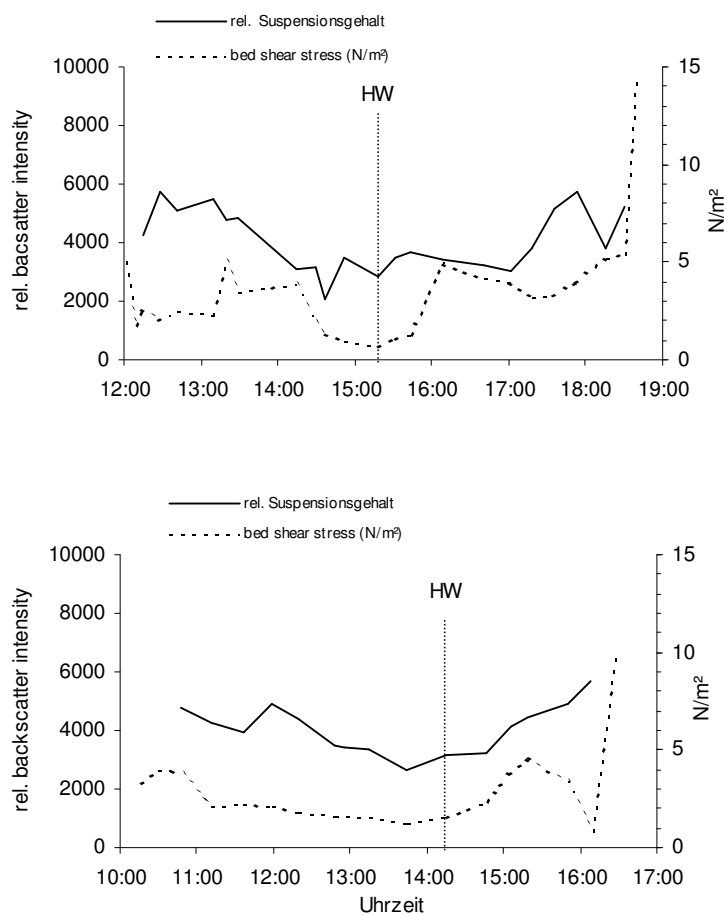
Die in Abb. 73 dargestellte zeitliche Entwicklung des Suspensionsgehaltes umfasst neben der lokal entstandenen auch die Fremdsuspension. Die Suspensionskurve weist eine hohe Übereinstimmung der mit dem Verlauf des *Reynolds stress* auf. Die Suspension nimmt im Ebbstrom mit abnehmender Wassertiefe zu, so dass der höchste Suspensionsgehalt etwa zwei Stunden nach Hochwasser gemessen wurde (Abb. 73). Durch das hohe Turbulenzniveau unter Welleneinfluss bleiben die remobilisierten Partikel in Suspension und können so mit dem Ebbstrom exportiert werden.



**Abb. 73.** Verlauf des *Reynolds stress* und des relativen Suspensionsgehaltes während der Überflutungsphase bei einer wellendominanten Hydraulik auf dem Neuharlingersieler Nacken im März 2004. Der kombinierte Effekt von Ebbstrom und Wellen erzeugte eine Verstärkung des Ebbstroms mit resultierendem Materialexport.

Im Gegensatz zu der oben beschriebenen Situation auf dem Neuharlingersieler Nacken, nahm die Wirksamkeit der oszillierenden Strömung an der Sedimentsohle auf den beiden anderen Messflächen durch eine zu geringe Wellenhöhe mit zunehmender Wassertiefe ab (s. Abb. 66). Die auftretenden Scherkräfte an der Sohle entsprachen bei den Messungen auf der Gröninger Plate und dem Spiekerooger Inselwatt annähernd denen ohne Welleneinfluss mit Werten zwischen 1 und 5 N/m² während der gesamten Überflutungszeit. Lediglich kurz vor dem Trockenfallen der Flächen, bei

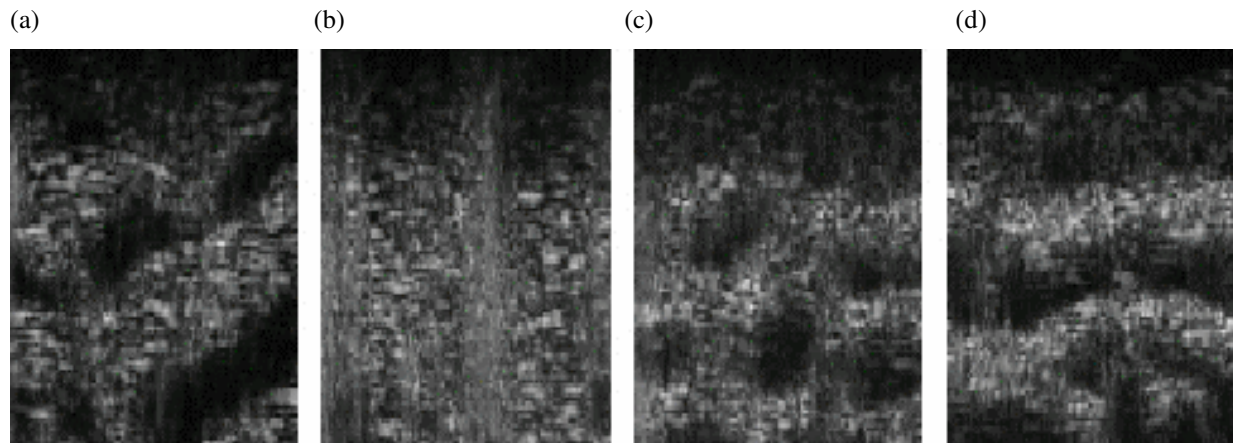
Wassertiefen unter 0,5 m, wurden Schubspannungen bis zu 15 N/m<sup>2</sup> gemessen (Abb. 74). Das belegt, dass die im Watt beobachteten Kapillarwellen bei Wassertiefen von nur wenigen Zentimetern für eine hohe Turbulenz im bodennahen Bereich sorgen. Die mit den Echolotsensoren des ABS gemessenen relativen Rückstreuintensitäten zeigen auf der Gröninger Plate und dem Spiekerooger Inselwatt keine eindeutige Abhängigkeit des Suspensionsgehaltes von der Sohlschubspannung (Abb. 74), wie es auf dem Neuharlingersiel der Fall war (vgl. Abb. 73). Vielmehr deuten die Intensitätsschwankungen darauf hin, dass der Suspensionsgehalt in der Wassersäule der Tendenz der Gezeitenströmung folgt und nicht auf lokale Erosionsprozesse zurückgeht. Leider konnten die Zeitphasen hoher Turbulenz mit dem Echolot nicht erfasst werden, da die Wassertiefe dann bereits zu gering war. Beobachtungen von der Messplattform aus lassen aber den Schluss zu, dass es kurz vor dem Trockenfallen der Fläche zur Mobilisierung und zum Export des fluiden Schlicks kommt. Die Seitensichtsonar- und Daten zeigen auf diesen beiden Flächen keine morphologischen Veränderungen, die auf eine Mobilisierung der Sandfraktion zurückgeht.



**Abb. 74.** Veränderung der Sohlschubspannung und des anhand der Rückstreuintensität bestimmten Suspensionsgehaltes im Verlauf der Überflutungsphase auf der Gröninger Plate (oben) und dem Spiekerooger Inselwatt (unten).



Anders ist die Situation bei der Messung auf dem Neuharlingersieler Nacken mit einer mobilen Sohle während der gesamten Überflutungszeit. Hier konnte mit Hilfe der Flächendaten des Seitensichtsonars erstmals auch im stark getrübbten Wasser die Veränderung der Sedimentstrukturen während der gesamten Überflutungszeit bis zu einer Wassertiefe von nur 15 cm sichtbar gemacht werden (Abb. 75). Zum Zeitpunkt der Datenaufnahme verlief die Wellenlaufrichtung senkrecht zu der des Gezeitenstroms. Daraus resultierend entstanden unter kombinierter Wirkung von Strömung und Wellen komplexe dreidimensionale Sohlformen (Abb. 75c).



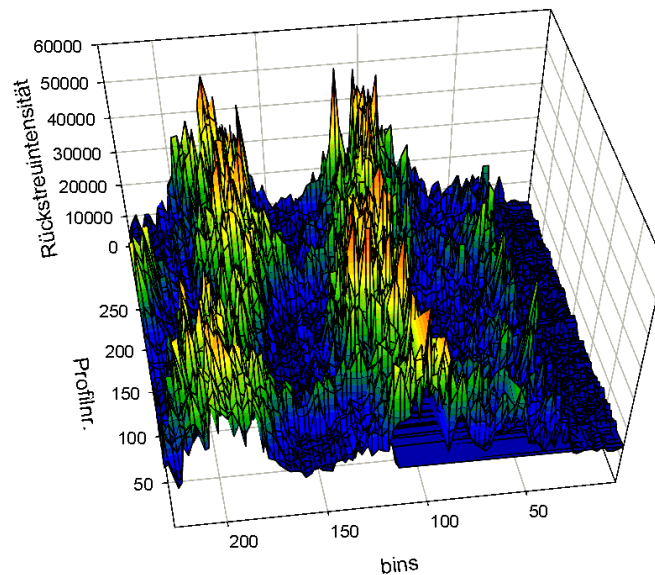
**Abb. 75.** Sonarbilder der Sedimentoberfläche (20 x 30 cm) (a) zu Beginn der Messung bei auflaufendem Wasser, (b) bei halbem Wasserstand im Flutstrom, (c) bei Stauhochwasser sowie (d) im Ebbstrom kurz vor Trockenfallen der Fläche bei einer Wassertiefe von 15 cm. Bei starker Welleneinwirkung zeigt sich bei steigendem Wasserstand eine Umformung der Sohlformen von strömungs- hin zu wellendominierten Rippeln, bei sinkendem Wasserstand kehrt sich dieser Prozess um, so dass bei Niedrigwasser erneut ebbvergente Strömungsrippeln die Fläche prägen.

Die Seitensonardaten zeigen zu Beginn der Überflutung die ebbvergente Strömungsrippeln der vorangegangenen Tide (Abb. 75a). Die durch eine starke Reflexion dunkel abgebildeten Bereiche entsprechen den dem Signalgeber zugewandten steileren Leeseiten der Rippelstrukturen. Bei auflaufendem Wasser wurden die Strömungsrippeln überprägt. Durch die starke Turbulenz entstand eine erhöhte Suspensionsdichte über der Sohle (vgl. Abb. 73), die das Sonarbild überlagerte (Abb. 75b). Bei maximalem Welleneinfluss bei Stauhochwasser bildeten sich Oszillationsrippeln aus (Abb. 75c). Im Ebbstrom kam es dann zu einer erneuten Überprägung der Sohlformen und es bildeten sich erneut Strömungsrippeln aus (Abb. 75d).

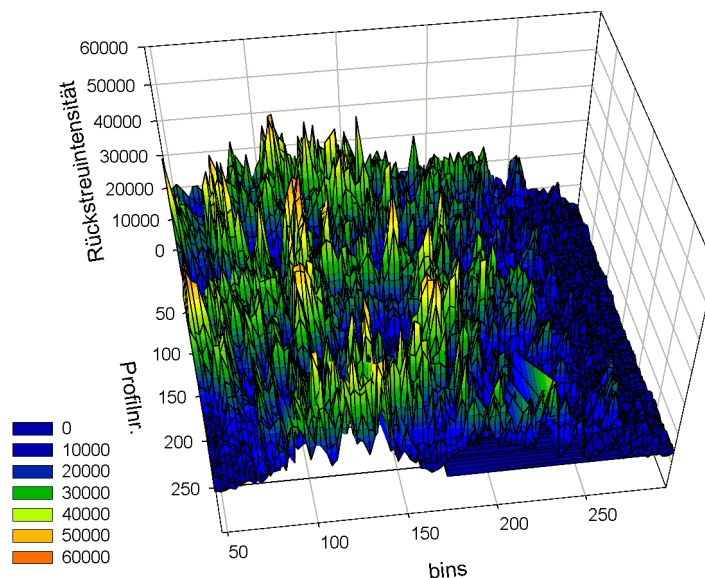
Durch die gegenseitige Ergänzung der unterschiedlichen Messverfahren wird eine quantitative Bestimmung der Sedimentumlagerung ermöglicht. Die Bilder des Seitensichtsonars mit der Information der Strukturgeometrie in der Fläche werden durch die Echolotdaten hinsichtlich der Bewegungsgeschwindigkeit der Strukturen sowie deren Höhe ergänzt. Die morphologischen Veränderungen durch den Wechsel von strömungs- zu wellengenerierten Rippeln erzeugten bei der hier dargestellten Messung ein Relief von 2 cm (vgl. Abb. 72).

Der Wechsel der Sedimentstrukturen von strömungs- zu wellendominierten Sohlformen ist in der dreidimensionalen Darstellung besonders deutlich zuerkennen (Abb. 76). Abb. 76a zeigt die Morphologie der Messfläche zu Beginn der Überflutung bei einem Wasserstand von etwa 30 cm (vgl. Abb. 75a). In Abb. 76b ist die Morphologie bei Stauhochwasser mit komplexen dreidimensionalen Sohlformen dargestellt (vgl. Abb. 75c).

(a)



(b)



**Abb. 76.** 3D-Darstellung der Sedimentoberfläche aus Seitensichtsonardaten auf dem Neuharlingersieler Nacken.

(a): ebbvergente Rippeln der vorangegangenen Tide, Wassertiefe 30 cm im Flutstrom, entspricht dem Zustand aus Abb. 75a. (b) dreidimensionale, durch Wellentätigkeit umgeformte Strukturen bei Stauhochwasser, entspricht dem Zustand aus Abb. 75c.

## 7 Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse dieser Studie zeigen an, dass im Rückseitenwatt das Wellenklima bei Starkwinden in Abhängigkeit von Windstärke und -richtung entscheidend ist für den Beginn des Sedimenttransportes auf den Wattflächen. Häufig reicht der Gezeitenstrom nicht aus, das Sediment zu mobilisieren. Besonders während ruhiger Wetterperioden in den Sommermonaten, wenn die Sedimentoberflächen mit Diatomeen besiedelt sind, findet lokal eine Fixierung der oberen Millimeter des Sedimentes durch die Biofilme statt, so dass größere Areale durch eine Erhöhung der kritischen Sohlschubspannung oberflächenstabil bleiben. Allerdings lässt sich in den letzten Jahren eine Zunahme der Starkwindereignisse mit Windstärken ab 5-6 Bft auch im Sommer beobachten (Tilch 2003), was dazu führt, dass auch die fixierten Flächen häufiger remobilisiert werden, da die welleninduzierten Sohlschubspannungen durch die erhöhte bodennahe Turbulenz die kritischen Werte deutlich überschreiten.

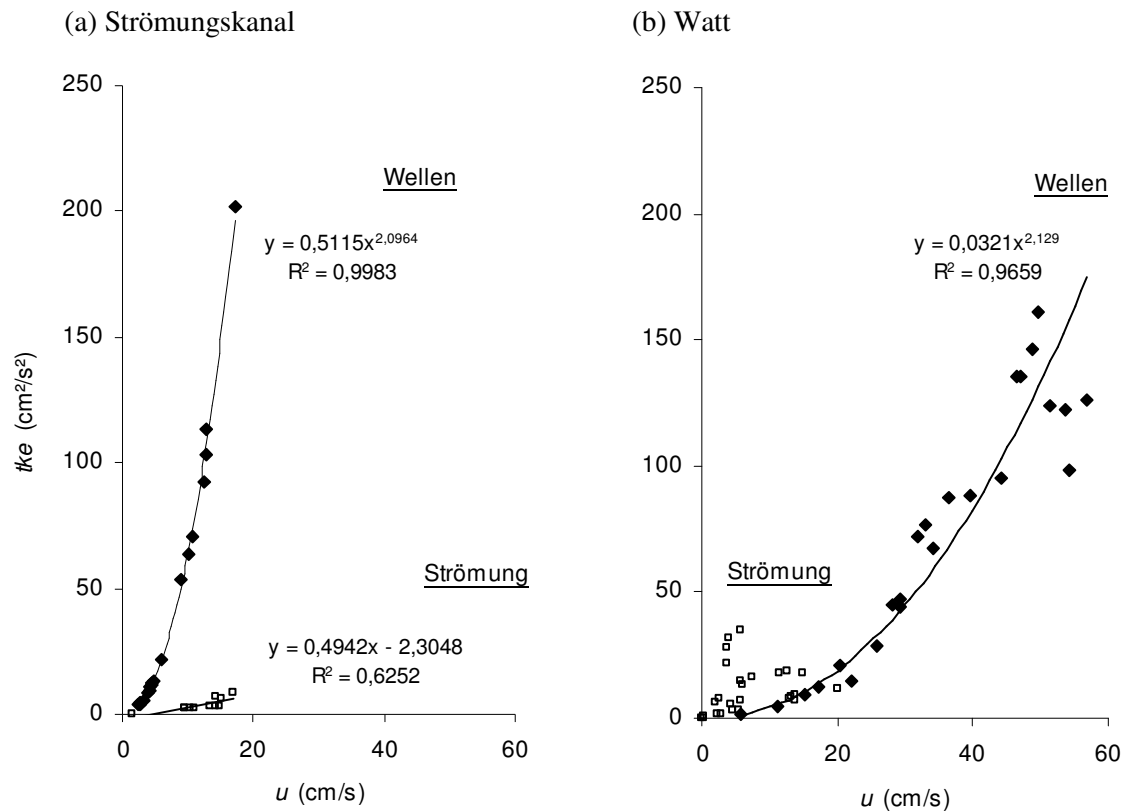
### 7.1 Bodennahe Strömung, turbulente kinetische Energie und *Reynolds stress*

Anhand der hochauflösend aufgezeichneten dreidimensionalen Strömungsdaten konnte gezeigt werden, dass die daraus berechneten Parameter zur Beschreibung der Turbulenz, *Reynolds stress*, turbulente kinetische Energie *tke* und die aus der *tke* berechnete Sohlschubspannung geeignete Größen liefern, um die für den Sedimenttransport relevanten hydraulischen Bedingungen direkt über der Sedimentsohle zu erfassen. Aufgrund ihrer hohen zeitlichen Auflösung werden sie den komplexen Strömungsverhältnissen unter dem kombinierten Einfluss von Gezeiten und Wellen gerecht.

Die Stärke und Dauer der Welleneinwirkung auf die Wattflächen ist abhängig von der Tidephase, der Windstärke sowie der Windrichtung. Die auftretenden maximalen Strömungsgeschwindigkeiten von 20 cm/s bei ruhigen Wetterverhältnissen oder bei nur sehr schwachem Wind sind für die Mobilisierung von Sedimentpartikeln auf weiten Teilen der Wattflächen zu gering. Für die Sedimentumlagerung spielt zum einen die Verstärkung der Tideströmung durch Wind eine Rolle, besonders aber die Wirkung der Oszillation der welleninduzierten Turbulenz dicht über der Sedimentoberfläche.

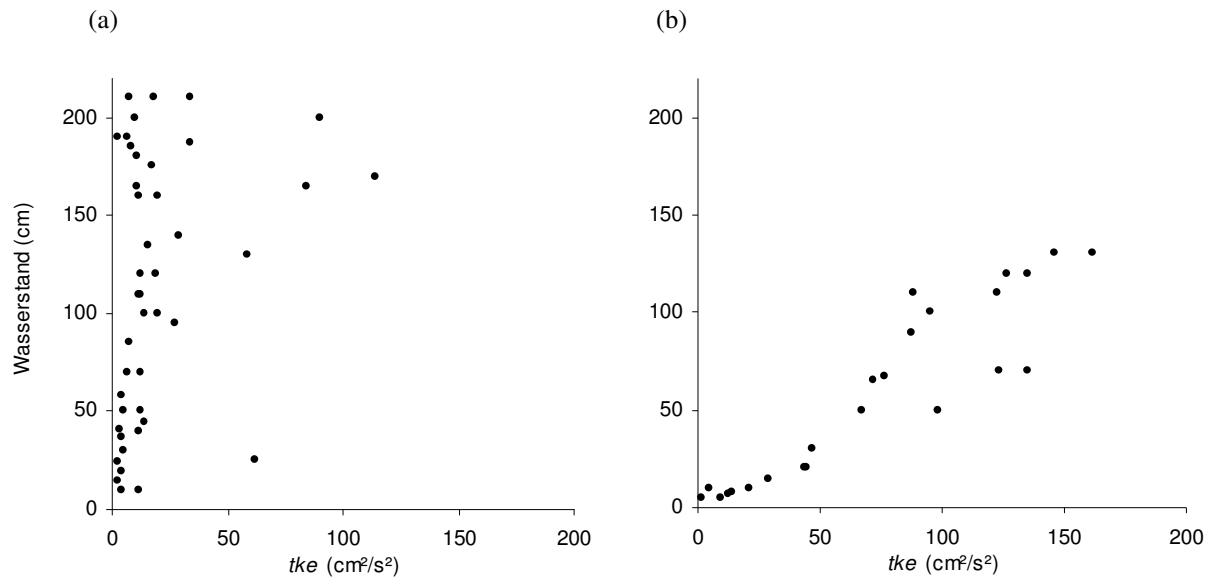
Bei einer Gegenüberstellung strömungs- und wellendominierter Situationen im Laborversuch (Abb. 77a) zeigt sich, dass durch die wellengenerierte Strömungsozillation bei vergleichbarer Horizontalgeschwindigkeit die turbulente kinetische Energie unter wellendominierten Bedingungen auf um den Faktor drei bis vier höher liegende Werte stieg als es unter einseitig gerichteter Strömung der Fall war. Sowohl im Labor als auch im Watt besteht zwischen *tke* und horizontaler Geschwindigkeit eine exponentielle Abhängigkeit. Im Watt wurden unter einseitig gerichteter

Strömung deutlich höhere Turbulenzen erzeugt als im Kanalversuch. Hierbei spielt sicherlich die größere Rauigkeit der Sedimentoberfläche im Watt aber auch die Ungleichförmigkeit des Gezeitenstroms eine wichtige Rolle. Die unter Wellen dominierenden turbulenten Wirbel erzeugten im Labor und im Watt ähnliche Werte der  $tke$ . Allerdings lagen die im Watt unter Tidendominanz bei Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 15 cm/s gemessenen  $tke$ -Werte über denen, die bei gleichen Horizontalgeschwindigkeiten unter Welleneinfluss auftraten (Abb. 77b).



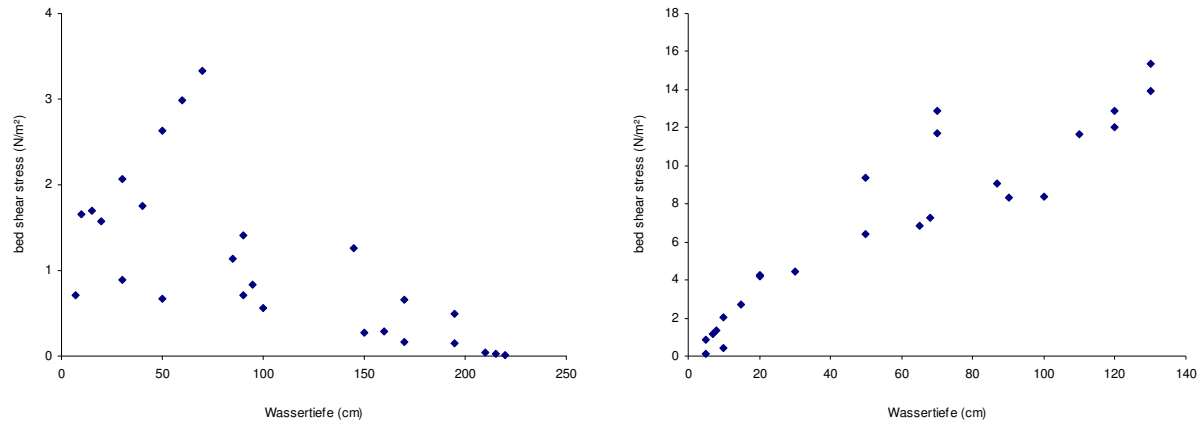
**Abb. 77.** Gegenüberstellung von Labor- (links) und Geländedaten (rechts) für die turbulente kinetische Energie in Abhängigkeit von der bodennahen mittleren bzw. maximalen horizontalen Fließgeschwindigkeit unter einseitig gerichteter und oszillierender Strömung.

Die Wellenhöhe und die Orbitalgeschwindigkeit an der Sohle nehmen mit steigendem Wasserstand zu. Somit weist die turbulente kinetische Energie auf den Wattflächen eine positive Abhängigkeit von der Wassertiefe auf und übersteigt den kritischen Wert von  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  ab einer Wassertiefe von etwa 0.3 m (Abb. 78b). Ohne Welleneinfluss weisen die Werte keine Abhängigkeit von der Wassertiefe auf und liegen bis auf wenige höhere Werte unter  $50 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  (Abb. 78a).



**Abb. 78.** Veränderung der turbulenten kinetischen Energie in Abhängigkeit von der Wassertiefe im Watt, (a) ohne Welleneinfluss, (b) mit Welleneinfluss.

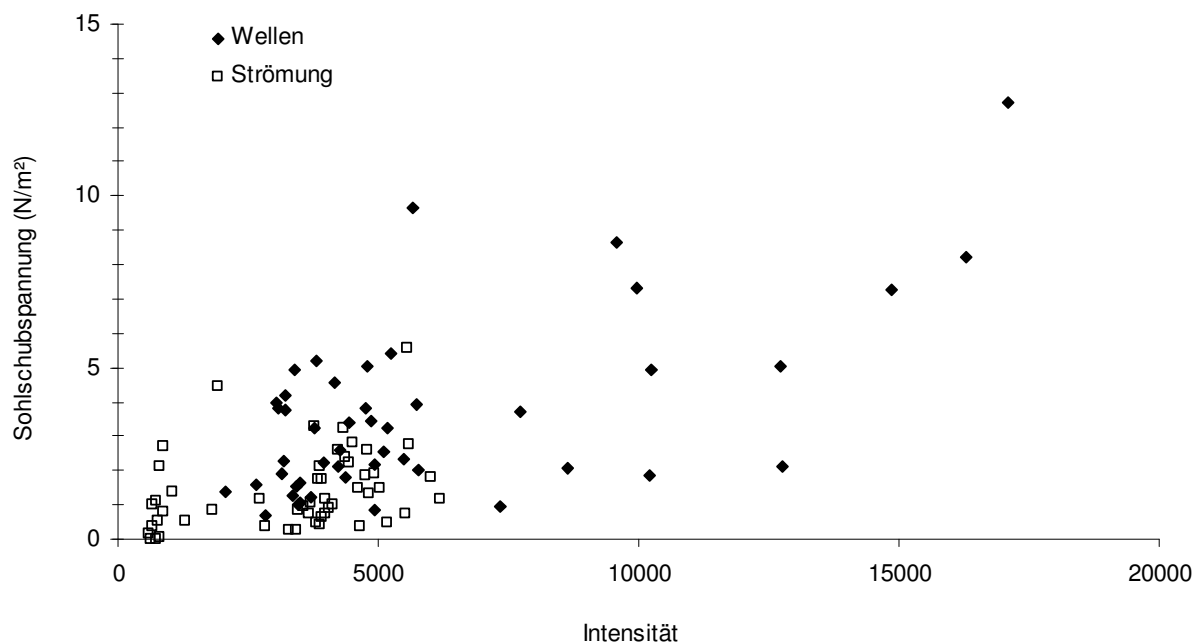
Die *in situ* gemessenen kritischen Sohlschubspannungen unterliegen einer großen Spannbreite in Abhängigkeit von der Konsolidierung des Sedimentes, des Wassergehaltes und der Besiedlungsstruktur. Literaturwerte von bis zu  $8 \text{ N/m}^2$  für das Watt (Underwood & Paterson 1993) liegen ebenfalls weit über Vergleichswerten aus Laborversuchen von  $0.2\text{-}0.8 \text{ N/m}^2$  (Delo & Ockenden 1992). Die nach der *tke*-Methode (Williams et al. 1999) berechneten Sohlschubspannungen liegen bei den Geländemessungen zwischen  $0.01\text{-}3.3 \text{ N/m}^2$  ohne Wellen und zwischen  $0.1\text{-}15.3 \text{ N/m}^2$  unter kombinierter Strömung. Liegt die Sedimentoberfläche unterhalb der Wellenbasis, tritt eine positive Abhängigkeit der Sohlschubspannung von der Wassertiefe und damit von der Wellenhöhe auf, während unter einseitig gerichteter Strömung mit zunehmender Wassertiefe die Schubspannung abnimmt (Abb. 79). Obwohl viele in dieser Arbeit erhobene Werte oberhalb der für einsetzenden Sedimenttransport experimentell als kritisch ermittelten liegen, kam es nur unter Welleneinfluss zu einem signifikanten Sedimenttransport.



**Abb. 79.** Wasserstandsabhängige Veränderung der Sohlschubspannung unter dem Einfluss von Tidenströmung (links) und kombinierter Strömung (rechts). Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der y-Achse.

## 7.2 Sedimentmobilisierung und biologische Effekte

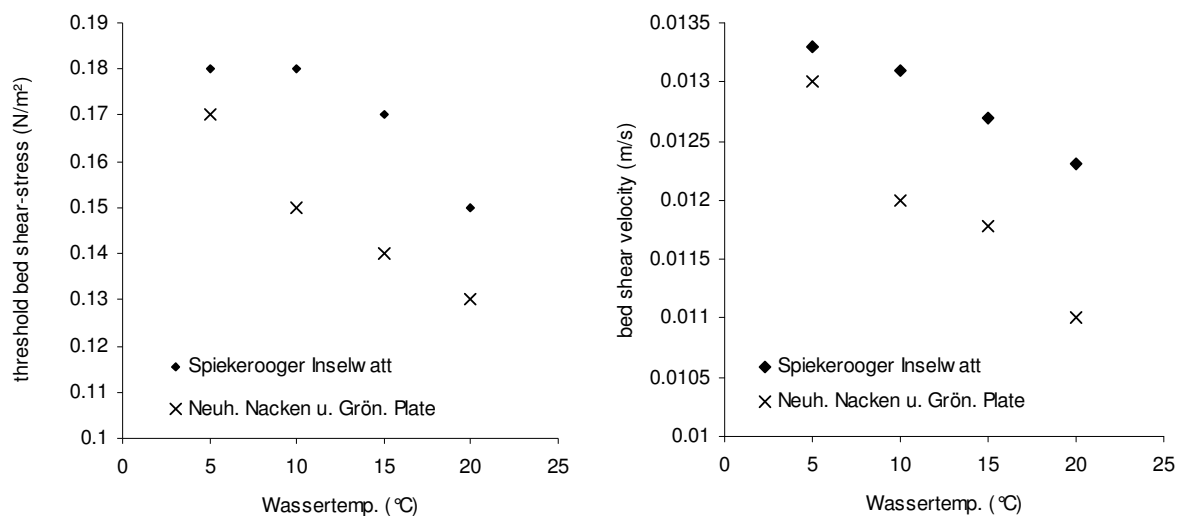
Unter ruhigen Wetterbedingungen waren die Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich der Messflächen zu gering, um Sediment zu erodieren, so dass keine Korrelation zwischen Sohlschubspannung und Suspensionsgehalt festzustellen war (Abb. 80). Die Suspensionsgehalte wiesen keine kurzzeitig auftretende Intensitätsmaxima auf, was den Rückschluss erlaubt, dass keine lokale Erosion stattfand (Allen & Duffy 1998).



**Abb. 80.** Bei einer Dominanz der Gezeitenströmung tritt keine signifikante Abhängigkeit des Suspensionsgehaltes (relativ bemessen an der akustischen Rückstreuintensität) auf, während unter dem Einfluss von Wellen die Suspensionsdichte eine deutliche Abhängigkeit von der Sohlschubspannung aufweist und zudem insgesamt deutlich höhere Werte erreicht

Dominiert eine welleninduzierte Strömung das hydraulische Regime der Wattflächen, ist die Suspensionsfracht gegenüber ruhigen Wettersituationen deutlich erhöht, da welleninduzierte Sohlschubspannungen hauptsächlich für die Sedimentmobilisierung und Erosion auf den Flächen verantwortlich sind (Nyandwi & Flemming 1995; Dyer et al. 2000, Brink-Spalink et al. 2003). Unter diesen Bedingungen existiert eine signifikante Korrelation zwischen Suspensionsgehalt und Sohlschubspannung (Abb. 80). Der kombinierte Scherstress wird unter Starkwindbedingungen von der welleninduzierten Sohlschubspannung dominiert und die höchsten Sohlschubspannungen treten um Stauhochwasser auf, da zu diesem Zeitpunkt die Wellenhöhe ihr Maximum erreicht (Janssen-Stelder 2000, Le Hir et al. 2000; Dyer et al. 2000).

Die rechnerischen Grenzwerte für den Bewegungsbeginn der auf den Flächen vorherrschenden Korngrößenspektren liegen nach Soulsby & Whitehouse (1997) zwischen  $0.14 \text{ N/m}^2$  für den Neuharlingersielener Nacken und die Gröninger Plate und  $0.19 \text{ N/m}^2$  für das Spiekerooger Inselwatt (Abb. 81).



**Abb. 81.** Kritische Sohlschubspannung und Schergeschwindigkeit für die untersuchten Sedimente bei verschiedenen Wassertemperaturen. Nach Soulsby und Whitehouse (1997)

Die im Laborversuch ermittelten kritischen Sohlschubspannungen zeigen eine gute Übereinstimmung mit den berechneten Werten während die im Gelände wirksamen kritischen Werte zum Teil weit darüber lagen. Im Gelände variiert der Grenzwert für den Erosionsbeginn mit der Konsolidierung aber auch mit der biologischen Besiedlung der Sedimentoberfläche. Widdows et al. (2000) und Underwood & Paterson 1993 beschreiben die Zusammenhänge zwischen Trockenfalldauer, Wassergehalt und Erodierbarkeit des Sedimentes. Bioturbation, z.B. durch *Macoma*

*balthica*, erhöht die Erosionsanfälligkeit während Diatomeenbesiedlung sie herabsenken. Im oberen Intertidal entsteht durch diesen Effekt eine höhere Sedimentstabilität als im mittleren und unteren Intertidal. Besiedlungsstrukturen sind aber nicht nur jährlichen Schwankungen sondern insbesondere einer langfristigen Zyklizität unterworfen. Führböter & Manzenrieder (1987) fanden eine Erhöhung der kritischen Erosionsgeschwindigkeit um den Faktor 9 durch Biofilme. Diese treten besonders im Frühjahr und in den Sommermonaten auf. Doch auch während der Sommermonate werden Biofilme durch Starkwindereignisse erodiert (Underwood & Paterson 1993). Biostabilisierte Flächen sind im Bereich unterhalb des Mittleren Tidenhochwassers nur kurzzeitig beständig im Gegensatz zu denen im Bereich des Springtidenhochwassers (Underwood & Paterson 1993). Jahreszeitenunabhängig treten spontane Erosion und oberflächliche Verdriftung der Diatomeenrasen im Rahmen von Einzeltiden auf. Letztlich ist es daher fraglich, ob Biofilme, obwohl sie lokal durchaus zu einer temporären Sedimentstabilisierung beitragen können, in größeren zeitlichen und räumlichen Dimensionen die Geomorphologie im Intertidal beeinflussen können (Stal & de Brouwer 2003). Einerseits bestehen komplexe biologische Wechselwirkungen zwischen stabilisierenden und destabilisierenden Organismen mit hoher räumlicher Variabilität, die andererseits aber den physikalischen Umweltbedingungen folgen müssen, um erfolgreich im Sinne von Wachstum und Reproduktion zu siedeln.

Die morphologischen Veränderungen im Rückseitenwatt unterliegen damit einer saisonalen Komponente, aber auch langfristige Tendenzen sind zu beobachten (Tilch 2003). Prielkanten und Priele unterliegen starken morphologischen Veränderungen, während die Wattflächen selbst relativ stabil sind. Hier treten insbesondere die saisonalen Veränderungen in den Vordergrund. Sinkgeschwindigkeitsveränderungen und in der Regel geringere Energieniveaus führen zu einer akkumulativen Tendenz im Sommer, besonders die Feinfraktion nimmt im Sommer zu (Chang 2005). Bei Starkwindereignissen im Sommer treten daher besonders starke morphologische Veränderungen auf, die mit einer Abnahme des Schlickanteils durch Erosion unter Welleneinwirkung einhergehen. Die mit Starkwinden verbundene Zunahme der welleninduzierten Strömung und den durch Wellen erzeugten Scherstress hat großen Einfluss auf die Sedimentumlagerung auf den Wattflächen. Eine durch östliche Winde erzeugte Verstärkung des Ebbstroms resultiert in einem Materialexport aus dem Wattsystem, während bei westlicher Windrichtung eine flutverstärkende Wirkung eintritt und eine Verlängerung der Stauwasserphase lokal zu temporärer Akkumulation führen kann. Untersuchungen in der Otzumer Balje bestätigen die auf den Flächen beobachtete Windabhängigkeit der Transportprozesse (Brink-Spalink et al. 2003). Im Vergleich zu Situationen ohne Windeinfluss und bis zu einer Windstärke von 6 Bft werden bei Starkwinden deutlich höhere Suspensionsgehalte gemessen. Die Werte sind dann um einen Faktor von 1,3 bei 6 Bft und 2,5 bei 9 Bft erhöht (Brink-Spalink et al. 2003). Besonders während der Flutphase und bei Nordwestwindlage sind die Suspensionswerte erhöht und resultieren in einem Nettoimport von Schlick und Sand. Die kritische Wellenhöhe, bei denen eine Umkehr des Sedimentfluxes geschieht, ist abhängig von der Windrichtung, da Winde aus nördlicher



Richtung höhere Wellen erzeugen als ablandige aus südlicher Richtung. Für Modellberechnungen sind also Winddaten mit Stärke und Richtung wichtig, da *fetch* und Wellenhöhe bei Starkwinden und Sturm darüber entscheiden, wo und in welchem Maße es zu Sedimentumlagerung kommt.

### 7.3 Schlussfolgerungen

Mit dieser Studie wurden zwei akustische Messverfahren, ADV und ABS, miteinander kombiniert und zur Erkundung der sedimentären Dynamik in einem Bereich eingesetzt, der bisher messtechnisch kaum zugänglich war. Gegenüber bisherigen Mess- und Beobachtungsverfahren und Modellbetrachtungen erlaubt die hier erprobte und durch Labortests kalibrierte Messmethode direkte Einblicke in die Prozesse unmittelbar an der Sedimentoberfläche. Es werden Details der Mobilisierung und jeweiligen Überlagerung unterschiedlich dominanter Turbulenzereignisse durch die Trübung des Wassers hindurch sichtbar gemacht. Damit lassen sich sogar sehr kurzzeitige Umlagerungsprozesse, die während einer einzigen Überflutungsphase ablaufen, aufzeigen, messend verfolgen und weiteren Aspekten wie etwa der Besiedlung und Schichtenentwicklung zuordnen.

Die hydrodynamischen Bedingungen, die Suspensionsfracht und die Sedimentmobilität wurden mit verschiedenen akustischen Sensoren gemessen, um die Effekte hydraulischer und meteorologischer Rahmenbedingungen auf die Stabilität der Sedimente im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog zu quantifizieren. Das *Acoustic Backscatter System* und das *ADV* gewinnen dabei zunehmend an Bedeutung für hydrodynamische Studien im Flachwasserbereich. Die Technik, die hier verwendet wurde, kann als geeignete Methode angesehen werden, Daten zur Sedimentbewegung im trübstoffreichen, messtechnisch bislang nur schwer zugänglichen Milieu zu erheben. Sie bietet hochauflösende, quantitative Daten zur Interaktion bodennaher turbulenter Strömung und der Reaktion der Sedimentsohle. Solche Datensätze werden zukünftig detailliertere Einblicke in die Balance zwischen Hydraulik und resultierender Erosion und Sedimentation in Bezug auf die Entwicklung unserer Küsten erlauben. Die hohe zeitliche Auflösung der Strömungsdaten ließ es zu, die turbulenten Fluktuationen in der vertikalen, kombiniert mit hohen Schubspannungen durch schnelle Horizontalbewegungen an der Sohle als Auslöser für Partikelbewegung zu identifizieren.

Die Ergebnisse aus dem Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog im Ostfriesischen Wattenmeer demonstrieren, dass für den Sedimenttransport die hohe Turbulenz unter dem Einfluss von Wellen verantwortlich ist. Die Strömung unter dem Gezeiteinfluss allein reichte hingegen auf allen drei Messflächen nicht aus, das Sediment zu mobilisieren.

Aufgrund der zu den Messkampagnen stark schwankenden Wetterbedingungen und der räumlich recht großen Messnetzes ist eine Verallgemeinerung hinsichtlich kritischer Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen auf der Basis der hier vorgestellten Daten nur eingeschränkt möglich. Weitere Messkampagnen bei gezielt ausgewählten Wetterbedingungen sowie eine Weiterentwicklung der

Apparatur für den autonomen Messbetrieb zur Datenerhebung auch unter stürmischen Bedingungen wären daher sinnvoll. Zur Ausweitung der Datendichte sowie zur flächenhaften Modellierung könnten nachfolgende, ergänzende Messungen mit Hilfe eines ADCP zeitgleich die turbulenten Strukturen in der oberen Wassersäule erfassen.

## **Danksagung**

Mein Dank gilt an dieser Stelle allen, die diese Arbeit ermöglicht haben und an deren Fertigstellung nie gezweifelt haben, oder diesen Zweifel mir gegenüber wenigstens nie äußerten.

Die Initiatoren des Projektes sind Prof. Dr. Klaus-Werner Tietze und Prof. Dr. Burghard Flemming. Sie begleiteten die Arbeit von der Idee bis zur Begutachtung.

Ganz besonders bedanke ich mich bei Dr. Alexander Bartholomä. Seine Geduld half mir, manch schwierige Stunde im Gelände und am Schreibtisch durchzustehen. Ohne seinen wissenschaftlichen und technischen Sachverstand und die tatkräftige Hilfe im Watt wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Die Besatzung der FK Senckenberg stand mir bei der Lösung manch eines spontan auftretenden Problems immer ideenreich zur Seite. Besonders bei schlechtem Wetter war es gut zu wissen, immer im Visier des Kapitäns Ewald Karp zu sein. Ganz herzlich bedanken möchte ich mich bei Detlev, ohne dessen mit viel Fürsorge geschmierte Stullen die Stunden auf der Messplattform sicherlich länger geworden wären. Unvergessen bleibt sein Lieferdienst warmer Mahlzeiten für die Aufrechterhaltung der Arbeitsmoral.

Bei der feinmechanischen Umsetzung theoretischer Ideen waren die Mitarbeiter der Werkstätten des Fachbereiches Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg unverzichtbar.

Maik Wilsenack ergänzte die Messtechnik mit der notwendigen Elektronik und sorgte sowohl im Watt als auch bei versagender Technik telefonisch für die Behebung von Problemen.

Zuletzt möchte ich mich bei allen Zivis und anderen Helfern bedanken, die oft Schwerstarbeit im Watt geleistet haben.

## Literaturverzeichnis

- Agrawal, Y.C. & Aubrey, D.G., 1992. Velocity observations above a rippled bed using Laser Doppler velocimetry. *J. Geophys. Res.*, 97(c12): 20,249-259.
- Allen, P.A., 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science, Oxford.
- Allen, J.R.L. & Duffy, M.J., 1998. Medium-term sedimentation on high intertidal mudflats and salt marshes in the Severn Estuary, SW Britain: the role of wind and tide. *Marine Geology*, 150: 1-27.
- Amos, C.L., Daborn, G.R., Christian, H.A., Atkinson, A. & Robertson, A., 1992. In situ erosion measurements of fine-grained sediments from the Bay of Fundy. *Marine Geology*, 108: 175-196.
- Antia, E.E., 1993. Sedimentology, morphodynamics and facies association of a mesotidal barrier island shoreface (Spiekeroog, Southern North Sea). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 32: 370.
- Austen, I., Andersen, T.J. & Edelvang, K., 1999. The influence of benthic diatoms and invertebrates on the erodibility of an intertidal mudflat, the Danish Wadden Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49: 99-111.
- Bartholomä, A., 1993. Zeitliche Variabilität und räumliche Inhomogenität in den Substrateigenschaften und der Zoobenthosbesiedlung im Umfeld von Miesmuschelbänken. *Berichte Senckenberg am Meer*, 33(1): 117-123.
- Bartholomä, A. & Flemming, B.W., 1995. Zur Sedimentdynamik in den ostfriesischen Rückseitenwatten und den Veränderungen durch natürliche und anthropogene Einflüsse, Klimaänderung und Küste. *Schriftenreihe der Schutzgemeinschaft Deutsche Nordseeküste e.V., Wilhelmshaven*: 70-89.
- Behre, K.E., Menke, B. & Streif, H., 1979. The Quarternary geological development of the German part of the North Sea. In: E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm and A.J. Wiggers (Eds.), *The Quaternary history of the North Sea. Acta Univ. Ups.; Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesium Celebrantis*, Uppsala: 85-113.
- Black, K.S. & Paterson, D.M., 1997. Measurements of the erosion potential of cohesive marine sediments: a review of current in situ technology. *J. Mar. Environmental Engineering*, 4(1): 43-84.
- Blanchard, G.F., Sauriau, P.-G., Cariou-Le Gall, V., Gouleau, D., Garet, M.-J. & Olivier, F., 1997. Kinetics of tidal resuspension of microbiota: testing the effect of sediment cohesiveness and bioturbation using flume experiments. *Marine Ecology Progress Series*, 151: 17-25.
- Brink-Spalink, G., Stanev, E.V. & Wolff, J.-O., 2003. On numerical modelling of sediment dynamics in the East-Frisian Wadden Sea. *Berichte - Forschungszentrum Terramare*, 12: 39-42.
- Chang, T.S., 2005. Dynamics of fine-grained sediments and stratigraphic evolution of a back-barrier tidal basin in the German Wadden Sea (Southern North Sea). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 238: 102.
- Crawford, A.M. & Hay, A.E., 1993. Determining suspended sand size and concentration from multifrequency acoustic backscatter. *Journal of Acoustical Society of America*, 94(b): 3312-3324.
- Dade, B.W., Davis, J.D., Nichols, P.D., Nowell, A.R.M., Thistle, D., Trexler, M.B. & White, D.C., 1990. Effects of bacterial expolymer adhesion on the entrainment of sand. *Geomicrobiology J.*, 8: 1-16.

- Dade, W.B., Self, R.L., Pellerin, N.B., Moffet, A., Jumars, P.A. & Nowell, A.R.M., 1996. The effects of bacteria on the flow behaviour of clay-seawater suspensions. *J. Sed. Res.*, 66: 39-42.
- Dade, W.B., Hogg, A.J. & Boudreau, B.P., 2001. Physics of flow above the sediment-water interface. In: B.P. Boudreau and B.B. Jorgensen (Eds.), *The Benthic Boundary Layer, Transport Processes and Biogeochemistry*. Oxford University Press, Oxford.
- Davis, R.A.J. & Flemming, B.W., 1995. Stratigraphy of a combined wave- and tidedominated intertidal sand body: Martens Plate, East Frisian Wadden Sea, Germany. In: B.W. Flemming and A. Bartholomä (Eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment: 121-132.
- Dawson, G.P., Johns, B. & Soulsby, R.L., 1983. A numerical model of shallow-water flow over topography. In: Johns, B. (Editor), *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. Elsevier, Amsterdam: 267-320.
- Decho, A.W., 2000. Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Cont. Shelf Res.*, 20: 1257-1273.
- Delafontaine, M.T., Bartholomä, A., Flemming, B.W. & Kurmis, R., 1996. Volumespecific dry POC mass in surficial intertidal sediments: a comparison between biogenic muds and adjacent sand flats. *Senckenbergiana maritima*, 26(3/6): 167-178.
- Delft Hydraulics, 1995. Europe development project-monitoring measurements 1994 of waves, tides, currents, turbidities and wind, Delft.
- Delo, E.A. & Ockenden, M.C. 1992. *Estuarine muds manual*. Report SR 309. Wallingford: HR Wallingford.
- Dyer, K.R., Christie, M.C., Feates, N., Fennessy, M.J., Pejrup, M. & van der Lee, W., 2000. An investigation into processes influencing the morphodynamics of an intertidal mudflat, the Dollard Estuary, The Netherlands: I Hydrodynamics and suspended sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50: 607-625.
- Ehlers, J., 1988. *The Morphodynamics of the Wadden Sea*. Balkema, Rotterdam.
- Finelli, C.M., Hart, D.D. & Fonseca, D.M., 1999. Evaluating the spatial resolution of an acoustic Doppler velocimeter and the consequences for measuring near-bed flows. *Limnol. Oceanogr.*, 44(7): 1793-1801.
- Flemming, B.W., 1991. Zur holozänen Entwicklung, Morphologie und faziellen Gliederung der ostfriesischen Insel Spiekeroog (südliche Nordsee). *Berichte Senckenberg am Meer*, 91(3): 51pp.
- Flemming, B.W., 2005. The concept of wave base: Fact and Fiction. In: Haas, H., Ramseyer, K. & Schlunegger, F. (Eds.). *Abstracts, Sediment 2005, 18-20 July 2005, Gwatt, Lake Thun, Switzerland*. Schriftenreihe d. Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 38: 57.
- Flemming, B.W. & Davis, R.A., 1994. Holocene evolution, morphodynamics and sedimentology of Spiekeroog Barrier Island System (Southern North Sea). *Senckenbergiana maritima*, 24(1/6): 117-155.
- Flemming, B.W. & Nyandwi, N., 1994. Land reclamation as a cause of fine-grained sediment depletion in backbarrier tidal flats, southern North Sea. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28: 299-307.
- Flemming, B.W. & Ziegler, K., 1995. High-resolution grain size patterns and textural trends in the backbarrier environment of Spiekeroog Island (Southern North Sea). *Senckenbergiana maritima*, 26(1/2): 1-24.
- Flemming, B.W. & Bartholomä, A., 1997. Response of the Wadden Sea to a rising sea level: a predictive empirical model. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 49(1/2): 1-11.

- Führböter, A. & Manzenrieder, H., 1987. Biostabilisierung von Sandwatten durch Mikroorganismen. In: Gerdes, G., Krumbein, W.E. & Reineck, H.-E. (Eds.), *Mellum - Portrait einer Insel*. Kramer, Frankfurt a.M.: 123-138.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E. & Reineck, H.-E. 1985. Verbreitung und aktuogeologische Bedeutung mariner mikrobieller Matten im Gezeitenbereich der Nordsee. *Facies*, 12: 75-96.
- Gordon, C.M., 1975. Sediment entrainment and suspension in a turbulent tidal flow. *Marine Geology*, 18: M57-M64.
- Grass, A.J., 1971. Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. *J. Fluid Mech.*, 65: 439-459.
- Hanisch, J., 1980. Neue Meeresspiegeldaten aus dem Raum Wangerooze. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 30: 221-228.
- Hayes, M.O., 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: S.P. Leatherman (Editor), *Barrier Islands*. Academic Press, New York: 1-27.
- Hertweck, G., 1995. Verteilung charakteristischer Sedimentkörper und Benthossiedlungen im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog, südliche Nordsee. *Ergebnisse der Wattkartierung 1988-92. Senckenbergiana maritima*, 26(1/2): 81-94.
- Homeier, H. & Luck, G., 1969. Das Historische Kartenwerk 1:50000 der Niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung als Ergebnis historisch-topographischer Untersuchungen und Grundlage zur kausalen Deutung der Hydrovorgänge im Küstengebiet, Göttingen.
- Hunt, J.N., 1954. The turbulent transport of suspended sediment in open channels. *Proc. R. Soc. London*, 224: 322-354.
- Huntley, D.A., 1980. Tides on the north-west European continental shelf. In: F.T. Banner, M.B. Collins and K.S. Massie (Eds.), *The North-West European shelf seas: the Sea bed and the sea in motion II. Physical and chemical oceanography, and physical resources*. Elsevier, Amsterdam: 301-351.
- Janssen-Stelder, B., 2000. The effect of different hydrodynamic conditions on the morphodynamics of a tidal mudflat in the Dutch Wadden Sea. *Continental Shelf Research*, 20: 1461-1478.
- Kalinske, A.A., 1943. Turbulence and the transport of sand and silt by wind. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 44: 41-54.
- Kantardgi, I.G., 1992. Incipieny of Sediment Motion under Combined Waves and Currents. *J. Coastal Res.*, 8(2): 332-339.
- Kraus, N.C., Lohrmann, A. & Cabrera, R., 1994. New Acoustic Meter for Measuring 3D Laboratory Flows. *J. Hydraulic Engineering*, 120(3): 406-412.
- Krögel, F. & Flemming, B.W., 1998. Evidence for temperature-adjusted sediment distribution in the back-barrier tidal flats of the East Frisian Wadden Sea (southern North Sea). In: Alexander, C.R., Davis, R.A. and Henry, V.J. (Eds.), *Tidalites: Processes and Products*. SEPM Special Publication: 31-41.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M. Bassoullet, P. & Bacher, C., 2000. Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.*, 20: 1433-1459.
- Lohrmann, A., Hackett, B. & Roed, L.P., 1990. High resolution measurements of turbulence, velocity and stress using a Pulse-to-Pulse Coherent Sonar. *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7: 19-37.
- Lohrmann, A., Cabrera, R. & Kraus, N., 1994. Acoustic Doppler Velocimeter for laboratory use. *ASCE*: 1-15.
- Lohrmann, A. & Cabrera, R., 1995. Direct measurements of Reynolds stress with an acoustic Doppler velocimeter. *IEEE*: 205-210.

- Mai, S. & Bartholomä, A., 2000. The missing mud flats of the Wadden Sea: a reconstruction of sediments and accommodation space lost in the wake of land reclamation. In: B.W. Flemming, M.T. Delafontaine & G. Liebezeit (Eds.), *Muddy Coast Dynamics and Resource Management*. Elsevier, Amsterdam: 257-272.
- Miller, M.C., McCave, I.N. & Komar, P.D., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24: 507-527.
- Nakagawa, H. & Nezu, I., 1981. Predictions of the contributions to the Reynolds stress from the bursting events in open channel flows. *J. Fluid Mech.*, 104: 1-43.
- Nezu, I. & Rodi, W., 1986. Open channel flow measurements with a laser Doppler anemometer. *J. Hydraul. Eng.*, 112: 335-355.
- Niemeyer, H.D., 1986. Ausbreitung und Dämpfung des Seeganges im See- und Wattengebiet von Norderney. *Jahresbericht der Forschungsstelle Norderney*, 37: 49-96.
- Nikuradse, J., 1933. Strömungsgesetze in rauen Rohren. *VDI Forschungsheft*, 361, Berlin.
- Nowell, A.R.M., Jumars, P.A. & Eckman, J.E., 1981. Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments. *Mar. Geol.*, 42: 133-154.
- Nyandwi, N. & Flemming, B.W., 1995. A hydraulic model for the shore-normal energy gradient in the East Frisian Wadden Sea (southern North Sea). *Senckenbergiana maritima*, 25(4/6): 163-171.
- Paterson, D.M., Crawford, R.M. & Little, C., 1990. Subaerial exposure and changes in the stability of intertidal sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 30: 541-556.
- Paterson, D.M., 1994. Microbial mediation of sediment structure and behaviour. *Microbial mats*, NATO ASI Series, G 35. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Perkins, R.G., Paterson, D.M., Sun, H., Watson, J. & Player, M.A., 2004. Extracellular polymeric substances: quantification and use in erosion experiments. *Cont. Shelf Res.*, 24: 1623-1635.
- Pinckney, J. & Zingmark, R.G., 1991. Effects of tidal stage and sun angles on intertidal benthic microalgal productivity. *Marine Ecology Progress Series*, 76: 81-89.
- Santamarina Cuneo, P., 2000. Fluxes of Suspended Particulate Matter through a Tidal Inlet of the East Frisian Wadden Sea (southern North Sea). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften Universität Bremen*, 167: 91pp.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeits-Mechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26.
- Sindowski, K.-H., 1970. Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). *Eiszeitalter und Gegenwart*. 231: 33-46.
- SonTek, 1997. ADV technical documentation, SonTek.
- Soulsby, R.L., 1980. Selecting record length and digitisation rate for nearbed turbulence measurements. *J. of Physical Oceanography*, 10: 208-219.
- Soulsby, R.L., 1983. The bottom boundary layer of shelf seas. In: B. Johns (Editor), *Physical Oceanography of coastal and shelf seas*. Elsevier, Amsterdam: 189-266.
- Soulsby, R.L., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R. & Thomas, G.P., 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, 21: 41-69.
- Soulsby, R., 1997. *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford Publications, London.
- Soulsby, R. & Whitehouse, R.J.S.W., 1997. Threshold of sediment motion in coastal environments, *Proc. Pacific Coasts and Ports '97 Conf.* University of Canterbury, New Zealand, Christchurch: 149-154.

- Stal, L. & de Brouwer, J.F.C., 2003. Biofilm formation by benthic diatoms and their influence on the stabilization of intertidal mud flats. *Berichte - Forschungszentrum Terramare*, 12: 109-111.
- Stacey, M.T., Monismith, S.G. & Burau, J.R., 1999. Measurements of Reynolds stress profiles in unstratified tidal flow. *J. of Geophysical Research*, 104: 10,933-10,949.
- Stanev, E.V. & Wolff, J.-O., 2003. Tidal response shaped by nonlinear topographic control. *Berichte - Forschungszentrum Terramare*, 12: 112-117.
- Streif, H., 1989. Barrier islands, tidal flats, and coastal marshes resulting from a relative rise of sea level in East Frisia on the German North Sea Coast. *Proc. KNGMC Symposium "Coastal Lowlands: Geology and Geotechnology"*: 213-223.
- Sutherland, A.J., 1967. Proposed mechanism for sediment entrainment by turbulent flows. *J. Geophys. Res.*, 72: 6183-6194.
- Thorne, P.D., Hardcastle, P.J. & Soulsby, R.L., 1993. Analysis of acoustic measurements of suspended sediments. *J. Geophys. Res.*, 98(C1): 899-910.
- Thorne, P.D. & Hardcastle, P.J., 1997. Acoustic measurements of suspended sediments in turbulent currents and comparison with in-situ sampling. *Journal of Acoustical Society of America*, 101(5): 2603-2614.
- Tilch, E., 2003. Oszillation von Wattflächen und deren fossiles Erhaltungspotential (Spiekerooger Rückseitenwatt, südliche Nordsee). *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 222: 137pp.
- Tolhurst, T.J., Riethmüller, R. & Paterson, D.M., 2000. In situ versus laboratory analysis of sediment stability from intertidal mudflats. *Cont. Shelf Res.*, 20: 1317-1334.
- Trowbridge, H. & Agrawal, Y.C., 1995. *A First Course in Turbulence*. The MIT Press: 300pp.
- Underwood, G.J.C. & Paterson, D.M., 1993. Seasonal changes in diatom biomass, sediment stability and biogenic stabilization in the Severn estuary. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 73: 871-887.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport: Part I: bed load transport; Part II: suspended load transport; Part III: bed forms and alluvial roughness. *J. Hydraul. Div. Proc. ASCE*, 110(HY10): 1431-1456; (HY11) 1613-1641; (HY12) 1733-1754.
- Vanoni, V.A., 1964. Measurements of critical shear stress for entraining fine sediments in a boundary layer. *Calif. Inst. Technol. Rep.*, KH-R: 7.
- Vincent, C.E. & Downing, A., 1994. Variability of suspended sand concentrations, transport and eddy diffusivity under non-breaking waves on the shoreface. *Cont. Shelf Res.*, 14(2/3): 223-250.
- Voulgaris, G., Wilkin, M. & Collins, M.B., 1995. The in-situ acoustic measurements of shingle movement under waves and currents: Instrument (TOSCA) development and preliminary results. *Cont. Shelf Res.*, 15: 1195-1211.
- Voulgaris, G. & Trowbridge, J.H., 1998. Evaluation of the Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) for turbulence measurements. *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15: 272-289.
- Wainwright, S.C., 1990. Sediment to water fluxes of particulate material and microbes by resuspension and their contribution to the planctonic food web. *Marine Ecology Progress Series*, 62:271-281.
- White, C.M., 1940. The equilibrium of grains on the bed of a stream. *Proc. R. Soc. London*, 174: 322-338.
- Widdows, J., Brown, S., Brinsley, M.D., Salkeld, P.N. & Elliott, M., 2000. Temporal changes in intertidal sediment erodability: influence of biological and climatic factors. *Cont. Shelf Res.*, 20: 1275-1289.



- Williams, J.J., Rose, C.P., Thorne, P.D., O'Connor, B.A., Humphrey, J.D., Hardcastle, P.J., Moores, S.P., Cooke, J.A. & Wilson, D.J., 1999. Field observations and predictions of bed shear stresses and vertical suspended sediment concentration profiles in wave-current conditions. *Cont. Shelf Res.*, 19: 507-536.
- Xu, W., 2000. Mass Physical Sediment Properties and Trends in a Wadden Sea Tidal Basin. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 157: 127pp.
- Yalin, M.S., 1977. *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Oxford.
- Zagwijn, W.H., 1979. Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin. In: E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm and A.J. Wiggers (Eds.), *The Quaternary History of the North Sea*: 31-42.
- Ziegler, K., Flemming, B.W. & Schubert, H., 1990. Sedimentparameter als Indiz für Energiegradienten im Rückseitenwatt der Insel Spiekeroog., *Geotagung, Kurzfassungen, Bremen*.